DIE
ALPEN IM EISZEITALTER

VON

ALBRECHT PENCK
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
BERLIN

UND

EDUARD BRÜCKNER
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
WIEN

VON DER SEKTION BRESLAU DES DEUTSCHEN
UND ÖSTERREICHISCHEN ALPENVEREINS GEKRÖNTE PREISSCHRIFT

IN DREI BÄNDEN

LEIPZIG 1909
CHR. HERM. TAUCHNITZ

DIE
ALPEN IM EISZEITALTER

VON

ALBRECHT PENCK
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
BERLIN

UND

EDUARD BRÜCKNER
PROFESSOR AN DER UNIVERSITÄT
WIEN

ERSTER BAND

DIE EISZEITEN IN DEN NÖRDLICHEN OSTALPEN

MIT 56 ABBILDUNGEN IM TEXT, 11 TAFELN UND 8 KARTEN

LEIPZIG 1909
CHR. HERM. TAUCHNITZ

Das Recht der Übersetzung in fremde Sprachen ist vorbehalten.

Die Verlagshandlung.

JAMES GEIKIE

DEM VERFASSER VON „THE GREAT ICE AGE“

DEM LANDSMANN VON JOHN PLAYFAIR

GEWIDMET

Vorwort.

Die Sektion Breslau des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins hat im März 1887 die Preisaufgabe gestellt: „Die Vergletscherung der österreichischen Alpenländer. Es wird erwartet, eine genaue durch Karten und Profile belegte Feststellung der Ausdehnung der diluvialen Eisströme und eine Untersuchung ihrer Wirkungen auf die Gestalt der Erdoberfläche mit besonderer Rücksicht auf die allgemeinen Probleme, welche gegenwärtig die Glacialgeologie beschäftigen." Die Unterzeichneten sind im Verein mit A. Böhm an die Bearbeitung dieser Aufgabe gegangen und der gemeinsamen Arbeit ist auf Vorschlag der Preisrichter C. A. v. Zittel, Julius Hann und Joseph Partsch der ausgeschriebene Preis von 3000 Mark zuerkanntworden [1]).

Wir haben die damals eingereichte Arbeit nur als eine vorläufige bezeichnet und uns vorbehalten, dieselbe in wesentlichen Punkten zu ergänzen. Je mehr wir aber dabei mit der eiszeitlichen Gletscherentwicklung in den Ostalpen bekannt wurden, desto mehr empfanden wir die Notwendigkeit, auch das Gebiet der klassischen Eiszeitstudien, die Westalpen, in den Kreis unserer Untersuchungen zu ziehen und wir erweiterten daher unsere Aufgabe zu einer Darstellung der gesamten Alpen im Eiszeitalter. Unser früherer Mitarbeiter ist uns bei dieser Ausdehnung unserer Arbeit nicht gefolgt und hat im Einverständnis mit der Sektion Breslau des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins den von ihm bearbeiteten Teil der Preisaufgabe 1900 veröffentlicht [2]).

Die Erweiterung unserer Aufgabe hat unsere Arbeit ungemein befruchtet. Die Untersuchung des Rheingletschergebietes an der Grenze der West- und Ostalpen, die der eine von uns im Verein mit Herrn Dr. A. E. Forster in Wien ausführte, lieferte die Gliederung der Eiszeitablagerungen, die sich allenthalben bewährte; die Untersuchung von Westalpenthälern befestigte unsere beim Studium der Ostalpen allmählich erwachsene Anschauung von der Übertiefung der Alpenthäler durch eiszeitliche Gletscher und machte uns mit eiszeitlichen Krustenbewegungen bekannt; erst als wir in den Westalpen die gleichen Rückzugsstadien kennen gelernt wie in den Ostalpen, konnten wir sicher sein, dass sich das Schwinden der letzten grossen Vergletscherung in einheitlicher

1) Der Erfolg des Preisausschreibens der Sektion Breslau. Mittheil. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins. 1890. Nr. 20.

2) A. Böhm von Böhmersheim, Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abh. d. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. II. 1901. S. 91—119.

Weise vollzogen hat. Endlich sind es die Westalpen gewesen, welche uns ermöglichten, die ältesten Spuren des Menschengeschlechtes mit der aufgestellten Chronologie des Eiszeitalters in Verbindung zu bringen.

Die Arbeit führten wir nach Einzelgebieten, in die wir uns teilten, getrennt durch und jeder von uns berichtet über das Feld seiner eigenen Untersuchungen. Doch erhielten wir uns fortwährend, und zwar grösstenteils durch mündliche Aussprache, auf dem Laufenden und besuchten mehrere wichtige Stellen gemeinsam. So wurde die Einheitlichkeit der Auffassung sowie der allgemeinen Ergebnisse erzielt. Ehe wir an die Ausarbeitung des Ganzen gingen, überblickten wir auf Grund eigener Beobachtungen zwar schon die Eiszeitgebilde der gesamten Alpenkette; allein die Niederschrift eines jeden einzelnen Kapitels erheischte doch erneute Begehungen und die Revision von mittlerweile alt gewordenen Beobachtungen. Hieraus sowie aus mannigfaltigen Abhaltungen und insbesondere aus mehrfachen mit Veränderungen des Wirkungskreises verbundenen Übersiedlungen erklärt sich das langsame Vorwärtsschreiten im Erscheinen des Werkes[1]). Dabei ist dasselbe weit über den ursprünglich geplanten Umfang hinausgewachsen. Auf das herzlichste danken wir unserem Verleger, dass er unseren einschlägigen Wünschen immer aufs neue in entgegenkommender Weise entsprochen und uns so ermöglicht hat, das Werk derart auszugestalten, wie es dem Stande unserer Beobachtungen entspricht.

Dank schulden wir ferner zahlreichen Freunden und Kollegen, die uns, wie aus dem Text erhellt, bei unseren Untersuchungen förderten, endlich einer Reihe von älteren und jüngeren Schülern, die uns bei der Drucklegung unterstützten. Herr Dr. A. E. Forster in Wien, Herr Prof. Dr. J. Müllner in Wien, dem wir auch Zeichnungen für die ersten Lieferungen verdanken, sowie Herr stud. geogr. H. Lautensach in Berlin haben uns beim Lesen der Korrekturen geholfen, und letzterer hat auch das ausführliche Inhaltsverzeichnis angefertigt. Die große Mehrzahl der Karten und Profile zeichnete in trefflicher Weise Herr A. Löber, Offizial am k. u. k. militärgeographischen Institut in Wien.

Indem wir das Werk abschliessen, nehmen wir Abschied von einer Arbeit, die uns durch mehr als zwanzig Jahre während unserer Ferien- und Mussezeit beschäftigt hat. Sie hat uns auf unseren Wanderungen durch das ganze herrliche Alpengebirge geführt und lebhaft ist in unserer Erinnerung all das Schöne und Lehrreiche, das wir dabei gesehen. Aber nur zu oft haben wir bedauern müssen, dass uns nicht die Zeit zur Verfügung stand, durch erschöpfende Beobachtungen Fragen zu lösen, auf die wir oft unvermutet stiessen. Berufliche Pflichten haben uns mehr als einmal genötigt, unsere Untersuchungen an einer Stelle abzubrechen, wo es nur eines geringen Zeitaufwandes bedurft hätte, sie zu Ende zu führen, und die weite Entfernung unserer Wohnsitze hat uns vielfach gehindert zu Örtlichkeiten zurückzukehren, deren Studium Wichtiges versprach. Auch war uns naturgemäss nicht möglich, alle in der reichen

1) Da das Werk in Lieferungen ausgegeben wurde, seien hier kurz die Termine des Erscheinens der einzelnen Lieferungen aufgeführt: I. (S. 1—112) Dez. 1901, II (S. 113—224) Febr. 1902, III (S. 225—336) Juni 1902, IV (S. 337—448) Sept. 1902, V (S. 449—560) März 1903, VI (S. 561—672) Mai 1904, VII (S. 673—784) Februar 1905, $VIII_1$ (S. 785—832) April 1906, $VIII_2$ (S. 833—896) Juli 1907, IX_1 (S. 897—960) April 1908, IX_2 (S. 961—1008) Juli 1908, X_1 (S. 1009 bis 1056) Okt. 1908, X_2 (S. 1057—1120) Nov. 1908, XI (S. 1121—Schluß) Dez. 1908.

glacialgeologischen Literatur niedergelegten Beobachtungen anderer allenthalben nachzuprüfen; doch haben wir darnach getrachtet, alle Stellen, die von Tragweite erschienen, selbst zu besuchen. Aber die Einzeluntersuchung eines Gebietes von rund 200 000 qkm überschreitet die Kräfte und Mittel einzelner bei weitem und wir müssen daher fast überall vieles offen lassen. Es bleibt noch ausserordentlich viel zu tun, bis ein in allen Einzelheiten sicheres Bild der Alpen im Eiszeitalter gezeichnet werden kann. Möglich sein wird dies überhaupt erst dann, wenn vom ganzen Alpengebiete geologische Spezialkarten, wie sie das Deutsche Reich und die Schweiz seit langem besitzen, wie sie Frankreich kürzlich geschaffen und Österreich herauszugeben im Begriffe ist, wenn ferner topographische Karten so grossen Masstabes und so grosser Genauigkeit vorliegen werden, wie sie das Deutsche Reich in seinen Messtisch- und Positionsblättern, wie sie die Schweiz in ihrem Siegfriedatlas 1:25 000 besitzt. Diese Karten haben uns bei unserer Arbeit ganz ungemein gefördert und manche Ergebnisse auf deutschem und schweizerischem Boden konnten erzielt werden, weil uns die ausgezeichneten Karten gestatteten, selbst Einzelheiten der Oberflächengestaltung mit Sicherheit wiederzuerkennen. Eine weitere Voraussetzung für eine endgültige Darstellung der Alpen im Eiszeitalter wird sein, dass die heute beiderseits der italienischen Grenze bestehenden lästigen Hinderungen des Beobachtens aufhören. Da sind gegenwärtig auf italienischem Gebiete Strecken, wo sich der Fremde schon durch den blossen Aufenthalt verdächtig macht, die Grenze gegen die Schweiz ist weithin durch Stacheldrahtzaun unpassierbar gemacht, auf einem breiten Gürtel sind seit einiger Zeit in Italien und Frankreich, seit kurzem auch in Österreich kartographische Aufnahmen und das Photographieren verboten und für die Grenzregion sind weder in Österreich die photographischen Kopien der Originalaufnahme 1 : 25000 noch die italienischen Messtischblätter zu erhalten. Haben wir uns auch, nicht ohne mehrfache Gefährdung unserer Person, über solche Erschwernisse nach Möglichkeit hinwegzusetzen versucht, so haben diese doch mit sich gebracht, dass das gesamte italienische Grenzgebiet von uns weniger eingehend untersucht worden ist, als die Grenzgebiete zwischen dem Deutschen Reich, Österreich und der Schweiz.

Wie das Gewinnen des Beobachtungsmateriales durch Jahre hindurch unsere akademischen Ferien, so hat deren Ausarbeitung durch fast ein Jahrzehnt die Mussezeit in Anspruch genommmen, die uns unsere umfangreiche berufliche Tätigkeit liess. Das Werk ist daher nicht völlig aus einem Gusse[1]) und zeugt in mannigfachen Einzelheiten von fortschreitender Entwicklung in unserer Auffassung und Deutung der Erscheinungen. Aber es erfüllt uns mit Freude, dass während des langen, seit dem Druck der ersten Lieferung (1901) verflossenen Zeitraumes sich die Hauptergebnisse immer aufs neue befestigten, wie sehr sich auch unser Beobachtungsschatz mehrte.

Der Wunsch, unsere Schlussfolgerungen durch eingehende Mitteilung unseres Beobachtungsmateriales zu belegen, hat uns genötigt, bei manchen Schilderungen sehr ins einzelne zu gehen, und es wird der Leser, um uns an alle erwähnten Örtlichkeiten zu folgen, vielfach auf die grossen Spezialkarten der fünf Staaten zurückgreifen müssen, welche sich in die Alpen teilen, auf die Karte des Deutschen Reiches 1 : 100000 und namentlich die bayerischen Positionsblätter 1 : 25 000, auf den Siegfriedatlas der Schweiz 1 : 25000 und 1 : 50000, auf die Spezialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1:75 000, von der wir auch mehrfach pothographische Kopien der Originalaufnahme 1:25 000

1) Das spiegelt sich auch in der schwankenden Orthographie.

benutzten, auf die Carta del Regno d'Italia 1 : 100 000 und die zugehörigen Quadranti 1:50 000 sowie Tavolette 1 : 25 000, endlich auf die Carte de France 1 : 80 000. Wiederholt haben wir auf bestimmte Blätter dieser Kartenwerke verwiesen. Diesen offiziellen Werken haben wir auch mit wenigen Ausnahmen die Schreibung der Ortsnamen und die Höhenangaben entnommen, soweit wir nicht selbst erst solche, meist durch barometrische Messung, gewinnen mussten. Für eine allgemeine Orientierung werden dem Leser die ausgezeichneten Höhenschichtenkarten in 1 : 250 000 von L. Ravenstein (Karte der Ostalpen in 9 Blatt und Karte der Schweizer Alpen in 2 Blatt), sowie für den südwestlichen Teil der Alpen die Karte von Frankreich in 1 : 200 000 gute Dienste leisten. Eine einheitliche geographische Übersichtskarte über die ganze Alpenkette in nicht allzu kleinem Masstab fehlt, ebenso wie eine entsprechende geologische Karte.

Trélechamp bei Chamonix, den 30. August 1908.

Albrecht Penck. Eduard Brückner.

Inhalt des ersten Bandes.

Einleitung.

Von Albrecht Penck. Seite 1—22.

I. Neuere Aufgaben der alpinen Eiszeitforschung . . . . . 1—12
Bedeutung der Alpen für die Eiszeitforschung 1. — Grenzen der alten Gletscher, Schneegrenze 2. — Wiederholung der Vergletscherungen; geologisches Alter 3. — Glaciale Bodengestaltung 6. — Zweck des Werkes 10. — Methode der Untersuchung 10. — Gang unserer Betrachtung 12.

II. Das System der Glacialbildungen. . . . . 13—22
Glacialformation 13. — Genetische Klassifikation 13. — Petrographische Klassifikation 14. — Glaciale Komplexe 15. — Glaciale Serien 16. — System der Glacialbildungen 19. — Darstellung durch Aufrisse 20.

Erstes Buch.

Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen.

Von Albrecht Penck. Seite 23—393.

Einführender Überblick . . . . . 23—27
Übersicht der Gletscherentwicklung 23. — Die Moränen- und Schottergebiete des nördlichen Alpenvorlandes 24. — Gliederung des Stoffes 25. — Geschichtliches über die Erforschung der Glacialbildungen des nördlichen Alpenvorlandes 26.

Erstes Kapitel: Die Schottergebiete des nördlichen Alpenvorlandes . . . . . 27—124

I. Die Iller-Lechplatte . . . . . 27—40
Einleitende Übersicht 27. — Die vier Felder von Memmingen 28. — Das südliche Profil 31. — Das nördliche Profil 32. — Vergleich der beiden Profile 33. — Die vier Schotter 33. — Gefällsverhältnisse 34. — Mächtigkeitszunahme nach Süden 35. — Verknüpfung mit Moränen 36. — Sohlengefälle 39.

II. Die Iller-Lechplatte. Fortsetzung . . . . . 40—47
Die vier Felder von Kaufbeuren 40. — Profile 41. — Gefällsverhältnisse und Verknüpfung mit Moränen 42. — Schichtstörungen und Lücken des Hochfeldes 45. — Parallelisierung mit den Feldern längs der Iller 47.

III. Die Iller-Lechplatte. Schluss . . . . . 47—58
Parallelisierung der neuen Schottergliederung mit der früheren 47. — Der ältere Deckenschotter 48. — Eiszeitliche Schichtenstörungen 51. — Der jüngere Deckenschotter 54. — Der Hochterrassenschotter 55. — Lehm und Löss 56. — Der Niederterrassenschotter 56. — Autochthone und allochthone Thäler 57.

IV. Die schiefe Ebene von München . . . . . 58—75
Geographischer Überblick und Litteratur 58. — Überlagerung dreier Schotter im Isarthale oberhalb München. Höllriegelsgereuth 59. — Pullach und Grosshesselohe 61. — Baierbrunn und Grünwald 62. — Parallelisierung der drei Münchener Schotter. Isarthal um Schäftlarn und Wolfratshausen 63. — Münchener Decken-

schotter 65. — Die Überlagerung dreier Schotter im Würmthale, Gleissenthale und Mangfallthale 66. — Aufragungen älterer Schotter am Rande der schiefen Ebene 67. — Verschüttung älterer Thäler 68. — Aufragungen in der Mitte der schiefen Ebene 69. — Nordende der schiefen Ebene 71. — Entstehung der schiefen Ebene durch Zusammenwachsen von vier verschiedenen Thälern 71. — Isarthal unterhalb Landshut 72. — Donauthal unterhalb der Isarmündung 73. — Epigenesis und präglaciales Alter des Donaudurchbruchs von Passau 74.

V. Die Inn-Salzachplatte . . . . . 75—80
Übersicht 75. — Schärdinger Trichter 76. — Gegend von Burghausen 78. — Terrassen am Inn 79. — Durchbruch von Schärding 79.

VI. Die Traun-Ennsplatte . . . . . 80—89
Übersicht 80. — Gliederung der Schotter 81. — Verhältnis der Plattenschotter zum Neogen 82. — Terrassenschotter an der Traun 84. — Deckenschotter an der Traun 85. — Terrassen an der Ager 86. — Terrassen an der Krems 87. —

VII. Die Traun-Ennsplatte. Fortsetzung . . . . . 89—100
Terrassen im Ennsthale 89. — Profil am Heuberg 89. — Profile bei Christkindl 90. — Fauna des Deckenschotters 92. — Nächste Umgebung von Steyr 93. — Profil südlich Garsten 94. — Verhältnis der Nieder- und Hochterrassenschotter 95. — Gefälle der Schotter an der Enns 97. — Schotter an der Donau zwischen Linz und Wallsee 97. — Ausläufer zur Ybbs 98. — Schotter an der Donau zwischen Pöchlarn und Melk 99.

VIII. Das niederösterreichische Schottergebiet . . . . . 101—106
Übersicht und Literatur 101. — Der Wagram am Tullnerfeld 101. — Gegend von Krems 102. — Traisenthal bei St Pölten 103. — Schotterdecke zwischen Traisen und Pielach 104. — Der Donaudurchbruch von Klosterneuburg und das Marchfeld 104. — Löss 105.

IX. Stratigraphische Ergebnisse. . . . . 107—113
Die Schotter: Wechselnde Lagerung 107. — Geomorphologische Methode der Parallelisierung 107. — Quartäres Alter 108. — Fluvioglacialer Ursprung 109. — Zahl der Vergletscherungen 109. — Nomenklatur der Vergletscherungen; alphabethisches System 109. — Der Löss: Sein Verhältnis zu den Schottern 111. — Gliederung des Löss, Leimenzonen 112. — Interglaciales Alter des Löss 112.

X. Geomorphologische Ergebnisse . . . . . 113—124
Breite der Schotterfelder 113. — Seitenerosion bei Akkumulation 113. — Verhältnis zwischen Breite und Tiefenlage der Felder 115. — Ursachen für die deckenförmige Ausbreitung 115. — Die präglaciale Landoberfläche. Anstieg gegen die Alpen in Österreich 116. — Hebung im boischen Massiv 116. — Anstieg gegen die Alpen in Schwaben 117. — Ebene Denudationsflächen im Alpenvorland 118. — Subaërile Entstehung. Peneplaine 118. — Vorwiegender Mittelgebirgscharakter der Alpen während der Präglacialzeit 118. — Veränderungen der präglacialen Abtragungsebenen 119. — Änderungen der Flusstätigkeit bei fester Erosionsbasis 120. — Ursachen der interglacialen Thalbildung 120. — Krustenbewegungen des Eiszeitalters 122. — Einfluss auf die Oberflächengestaltung 122. — Veränderungen von Wasserläufen 123. — Konstanz der Physiognomie der Schottergebiete 123. — Geomorphologische Korrelation 124.

Zweites Kapitel: Die Moränengebiete des nördlichen Alpenvorlandes und des angrenzenden Gebirges . . . . . 125—256
Allgemeiner Aufbau: Jung- und Altmoränen, innere und äussere Moränen 125. — Löss 125. — Die Grösse der Gletschergebiete 126. — Abhängigkeit von der Gestaltung der benachbarten Alpen 126. — Gang der Betrachtung 127.

I. Der Inngletscher . . . . . 127—150
Grenzen und landschaftlicher Eindruck 127. — Verknüpfung der Jungmoränen und Niederterrassen 128. — Schieferkohlen von Wasserburg und Ablagerung von Au 130. — Das Wasserburger Profil 131. — Verlauf und Höhe der Jung-End-

moränen 132. — Oberflächengefälle der Würmvergletscherung 133. — Altmoränen 134. — Riss-Moränen 134. — Mindel-Moränen 135. — Fossilfunde von Aschau am Inn im Liegenden des Löss 136. — Altmoränen unter Jungmoränen 136. — Interstadialer Schotter unter den Drumlin 138. — Zentrale und pheripherische Entwässerung 130. — Umwandlung der peripherischen in die zentripetale Entwässerung 140. — Radialfurchen 140. — Der erloschene See von Rosenheim 141. — Der Mündungstrichter des Innthales 142. — Rippung 143. — Trogformen 144. — Übertieftes Innthal 144. — Übertiefung durch Erosion und ihr Ende im Rosenheimer Becken 145. — Eiszeitliches Alter der Thalübertiefung 146. — Verhältnis der Thalübertiefung zur Vergletscherung. Stammbecken und Zweigbecken 147. — Alte Deltas am Förchenbache und Biberhügel 148. — Interglacialer See von Brannenburg 149. — Geschichtliches 150.

II. Der Salzachgletscher . . . . . 150—166

Erstreckung des Moränengebietes 150. — Jung-Endmoränen 151. — Verknüpfung der Niederterrassenschotter mit den Jungmoränen 152. — Altmoränen 153. — Riss-Moränen 153. — Mindel-Moränen 153. — Riss-Moränen und Löss unter den Würm-Moränen 155. — Drumlinzone mit Schottersockel 156. — Schwankung von Laufen 157. — Zweigbecken 157. — Stammbecken von Salzburg 158. — Übertieftes Salzachthal 159. — Glacialablagerungen im Gebiete der Übertiefung, Glasenbach 160. — Die Salzburger Nagelfluh 161. — Der interglaciale See von Salzburg 163. — Übersicht 164. — Über den angeblich tektonischen Ursprung des Salzburger Beckens 164. — Geschichtliches 165.

III. Kleine Nachbarn des Inn- und Salzachgletschers . . . . . 166—176

Der Chiemsee- oder Gross-Achengletscher 166. — Der Priengletscher 168. — Der Leizach- und Schlierseegletscher 169. — Der Tegernseegletscher. Selbständigkeit 169. — Jung-Endmoränen und eiszeitliche Schneegrenze 170. — Niederterrassenfeld und Thalverbauung 170. — Altmoränen 172. — Übertieftes Zungenbecken 172. — Thalmündungstrichter 173. — Uferlinien 173. — Geschichtliches 174. — Der Saalachgletscher und die Gletscher der bayrischen Traun 174. — Östliche Nachbarn des Salzachgletschers 175.

IV. Der Isargletscher . . . . . 176—196

Asymmetrische Entfaltung 176. — Verlauf der Jung-Endmoränen 178. — Stufenförmige Anordnung der Jung-Endmoränen 179. — Oberflächengefälle des Eises 180. — Altmoränen 180. — Der Deckenschotter des Moränengebietes 181. — Alter des Münchener Deckenschotters. Schichtstörungen 184. — Geringe Ausdehnung der Mindel-Vergletscherung, ihre Ursachen und Folgen 186. — Zweigbecken 187. — Alter der Zweigbecken 187. — Glaciale Entstehung der Zweigbecken 188. — Drumlinlandschaft 190. — Kochelsee und Walchensee 191. — Murnauer Moos und übertieftes Loisachthal 192. — Die Molasserippen 194. — Isarthal und Ammerthal 195. — Geschichtliches 196.

V. Der Iller- und der Lechgletscher . . . . . 196—204

Jung-Endmoränen und Oberflächengefälle 196. — Eiszeitliche Schneegrenze 197. — Altmoränen 198. — Zungenbecken 200. — Zungenfurchen 201. — Ausgangstrichter und Übertiefung des Lechthales 202. — Das Illerthal 203. — Geschichtliches 204.

VI. Der Gletscher der österreichischen Traun . . . . . 204—220

Der inneralpine Fächer 204. — Traunthalzweig 205. — Drei Moränengürtel 206. — Riss-Moränen 206. — Mindel-Moränen 207. — Jung-Moränen 208. — Übertieftes Zungenbecken 210. — Betrag der Übertiefung 211. — Verhältnis des Gmundener Sees zur Thalübertiefung 211. — Verhältnis des Gmundener Sees zur letzten Vergletscherung 212. — Urgesteinsgeschiebe 212. — Die Moränengürtel des Attersees 213. — Die Mindel-Moränen 214. — Die Riss-Moränen 214. — Jungmoränen und Zungenbecken des Attersees 215. — Jungmoränen des Irrseethales 216. — Irrsee und Mondsee 216. — Fuschlsee und Wolfgangsee 217. — Vergleich mit den Vorlandfächern 218. — Zentralalpine Zuflüsse 218. — Geschichtliches 219.

VII. Der Steyr- und Ennsgletscher . . . . . 220—233
Moränengebiet des Steyrgletschers an der Krems 220. — Mindel- und Rissmoränen 220. — Grosser Abstand der Jung-Endmoräne 221. — Verwischtheit der Altmoränen im Gebirge 222. — Geschichtliches 223. — Unvergletscherte Mündung des Ennsthales 223 — Drei Schotterterrassen im Gebirge 223. — Riss-Moränen 30 km vom Thalausgang 224 — Thalgabelung von Kastenreith 225. - Niederterrasse oberhalb der Riss-Endmoränen 225. — Höhere Terrassen bei Landl 226. — Höhere Terrassen bei Hieflau 228. — Älterer Deckenschotter im Gebirge 229. — Jung Endmoränen 229. — Zungenbecken 230. — Fehlen eiszeitlicher Krustenbewegungen 231. — Thalvertiefung seit Beginn des Eiszeitalters 232. — Geschichtliches 233.

VIII Kalkalpengletscher östlich der Salzach . . . . . 233—246
Osterhorngruppe 233. — Schafberggruppe 235. — Höllengebirge 235 — Traunstein 236. — Totes Gebirge 237. — Almthal 237. — Steyerling- und Steyrthal 238. — Kremsmauer und Sengsengebirge 239. — Nördliche Ennsthaler Alpen 240. — Erzbachthal 242 — Thal der steirischen Salza 242. — Ybbsthal 243. — Erlaufthal 245. — Traisenthal 246.

IX. Ergebnisse über die Moränengebiete . . . . . 247—256
Die vier Vergletscherungen und ihre Grenzen 247. — Interglacialer Eisrückzug 247. — Interstadiale Schwankung 248. — Verhältnis der glacialen Aufschüttung zu den Zungenbecken 248. — Verhältnis der Zungenbecken zu Gebirgsbau und Thälern 248. — Ursprung der Zungenbecken durch glaciale Erosion 249. — Gliederung der Zungenbecken 250. — Zweigbecken und Moränengürtel 250. — Stammbecken und Drumlinzone 251. — Schmalheit der glacialen Akkumulation 251. — Lage der Stammbecken 251. — Trennung der Zweigbecken vom Stammbecken 252. — Radiale Zweigbecken in den Gletscherfächern 253. — Beeinflussung durch ältere Vergletscherungen 254. — Wannen in den Zungenbecken 254. — Rippeninseln in den Zungenbecken. Selektive Erosion 254. — Firngrenze zur Würm-Eiszeit 255. — Grenzen zwischen Nähr- und Abschmelzgebiet auf der eiszeitlichen Gletscheroberfläche 256. — Firngrenze zur Riss-Eiszeit 256.

Drittes Kapitel: Das Nährgebiet der Vergletscherung auf der Nordseite der Ostalpen 257—393
Ablagerungen und Formen 257.

I. Die Erscheinungen an der oberen Gletschergrenze . . . . . 258—266
Ablagerungen 258. — Einwirkung seitlicher Zuflüsse 258. — Nunatake 259. — Nachträgliche Umlagerung 260. — Verschiedene Einwirkung der Seitenthäler 261. — Aufgaben für spätere Forschung 261. — Schliffgrenze 262. — Verhältnis der erratischen Höhen zur Schliffgrenze 262. — Untergrabung an der Schliffgrenze 263. — Unsicherheit der Schliffgrenze 264. — Rundformen über der Schliffgrenze 265. — Kare 265. — Verhältnis der Kare zur oberen Gletscher- und zur eiszeitlichen Schneegrenze 266.

II. Der Verlauf der oberen Gletschergrenze . . . . . 267—274
Oberinnthal 267. — Unterinnthal 268. — Salzachthal 269. — Ennsthal 270. — Zusammenhang des Eises in der Längsthalflucht 270. — Überflutung der nördlichen Kalkalpen 271. — Gletscherzentren in den Kalkalpen 271. — Verhältnis zwischen zentralalpinem und kalkalpinem Eise 272. — Gefälle in den Kalkalpen 274.

III. Der Verlauf der oberen Gletschergrenze. Fortsetzung . . . . . 274—287
Arlberg 275. — Reschenscheideck 275. — Engadiner Pässe 276. — Der Brenner 277. — Radstädter Tauern 277. — Zentren der zentralalpinen Vereisung 278. — Ötzthal 278. — Stubaithal 279. — Zillerthal 280. — Tauernthäler 281. — Überblick über die zentralalpine Vereisung 281. — Eisstromnetz 282. — Regelmässige Gefällsentwicklung des Eisstromnetzes 282. — Zugehörigkeit der oberen Gletschergrenze zur Würmvergletscherung 283. — Karlinge 284. — Asymmetrie der Karlinge 285. — Beziehungen zwischen Karbildung und Höhe 286. — Beziehungen zwischen Karlingen und Rundlingen 286.

IV. Die Übertiefung des Innthalsystems . . . . . 287—299
Formenschatz und Betrag der Übertiefung 287. — Unterinnthal 290. — Oberinnthal unterhalb Imst 291. — Fernpass 292. — Oberinnthal zwischen Imst und Landeck. Paznaun 294. — Innthal oberhalb Landeck. Engadin 294. — Finstermünz und Reschenscheideck 295. — Ötzthal 295. — Wippthal und Stubai 297. — Zillerthal 298.

V. Regeln der Übertiefung . . . . . 299—306
Verlauf der präglacialen Thalböden im Inngebiete 299. — Verlauf der Übertiefung im Innthalsystem 300. — Thalstufen und Trogschluss 302. — Riegel und Riegelberge 303. — Die Hängethäler 304. — Scheinbare Verschiedenheiten in der Entfaltung der Übertiefung 305.

VI. Die Übertiefung der Thäler östlich vom Inn: Glaciale Erosion . . . 307—314
Tauernthäler im Salzachgebiete 307. — Pinzgauer Längsthal 308. — Pongauer Thal 308. — Enge von Taxenbach 309. — Pass Lueg 310. — Ennsthal 311. — Traunthal 311. — Trogthäler in den Kalkklötzen 312. — Glaciale Erosion 313.

VII. Die Innthalterrasse . . . . . 315—332
Glaciale Aufschüttungen in den übertieften Thälern 315. — Thalverbauung neben dem Inndurchbruche 315. — Bühlstadium im Kaisergebirge 316. — Hochgelegene Schotter 317. — Endmoränen des Kirchbichler Waldes 318. — Bühlstadium 318 Drumlin des Unterangerberges 319. — Verbauung des Brixenthales 320. — Peripherische Entwässerung rechts vom Inn 321. — Achensee 322. — Brandenberger Thal 323. — Peripherische Entwässerung links des Inn 323. — Bühlvorstoss 324. — Innthalterrasse oberhalb des Achensees 324. — Terrassen links des Inn: Gnadenwald 325. — Terrassen nördlich von Innsbruck 326. — Terrasse zwischen Telfs und Nassereith 326. — Terrassen um Imst 328. — Terrassen rechts des Inn: Wippthal 328. — Sellrain 330. — Terrassen zwischen den Thalmündungen 331. — Terrassenoberfläche 332. — Oberes Ende der Innthalterrasse 332.

VIII. Stadien im Innthalgebiete . . . . . 333—351
Achenschwankung 333. — Innthaler Stausee 333. — Verschiedenes Anwachsen der Seitenthalgletscher 334. — Geschichtliches 335. — Moränen auf der Innthalterrasse und auf dem Seefelder Passe 335. — Höhe des Inngletschers während des Bühlstadiums 336. — Endmoränen des Bühlstadiums bei Weilheim 337. — Schotter von Murnau 337. — Kohlen von Gross-Weil und Thone von Schwaiganger 338. — Grenzen des Bühlvorstosses in Oberbayern 339. — Schneegrenze des Bühlstadiums 340. — Schneegrenze während der Achenschwankung 341. — Dauer der Achenschwankung. Denudationsmeter 342. — Gschnitzstadium im Wippthale 343. — Gschnitzstadium in der Mieminger Kette 345. — Daunstadium 346. — Weitere Verbreitung des Gschnitz- und Daunstadiums 347. — Ausdehnung der Vergletscherung während des Gschnitz- und Daunstadiums 350. — Lehmanflug bei Innsbruck 351.

IX. Moränen in den Alpen östlich vom Innthale . . . . . 352—373
Salzachthal. Pass Lueg 352. — Fritzthal und Wagreiner Sattel 352. — Verbaute Thäler 353. — Schotter im Salzachthale 354. — Achenschwankung 356. — Ausdehnung des Bühlstadiums 357. — Gschnitzstadium 358. — Daunstadium 359. — Land Berchtesgaden. Bühlstadium 360. — Gschnitz- und Daunstadium 361. — Ältere Schotter und Breccien 362. — Lammerthal 363. — Traunthal. Lokalvergletscherung des Bühlstadiums 364. — Liegendschotter und Breccien 366. — Hallstädter Gletscher des Gschnitzstadiums 366. — Weitere Spuren des Gschnitzstadiums 368. — Anzeichen des Daunstadiums 368. — Moränen auf der Nordseite des Toten Gebirges 369. — Ennsthal. Bühlstadium 369. — Gschnitz- und Daunstadium 371. — Verschiedenheit der Stadienentwicklung in einzelnen Teilen des Ennsgebietes 372. — Geschichtliches 372.

X. Die postglaciale Übergangszeit . . . . . 373—382
Übergangszeit der Stadien 373. — Stadien und Eiszeiten 373. — Charakteristik der drei Stadien 374. — Gletschergrösse in den Stadien 374. — Glaciale Ver-

schiedenheiten der drei Längsthäler 375. — Eiszeitliches Alter des glacialen Formenschatzes 375. — Beziehungen der Tröge und Kare zu den Stadialgletschern 376. — Umgestaltung der Tröge und Kare während der Stadien 377. — Abgestufte Thalschlüsse, Treppenkare, Seenreihen 377. — Mutmassliche Waldgrenzen während der Stadien 379. — Ältere und jüngere Steinzeit 379. — Kupferzeit 380. — Hallstatt- und La Tènezeit 381. — Bronce- und Römerzeit 382 — Daunstadium älter als die Kupferzeit. Geologische Gegenwart 382

XI. Interglaciale Ablagerungen . . . . . 383—393

Die Höttinger Breccie 383. — Litteratur über die Höttinger Breccie 383. — Auftreten der Höttinger Breccie in der Innthalterrasse 384. — Auftreten im Höttinger Graben 385. — Pflanzenreste 386. — Ausdehnung der Breccie 388. — Interglaciales Alter und interglaciales Klima 388. — Interglacialer Zustand der Alpen. Umschüttung 390. — Zugehörigkeit der Breccie zur Riss-Würm-Interglacialzeit 391. — Beziehungen der Breccie zur Übertiefung 391. — Post-Riss-Zeit 391. — Weitere interglaciale Ablagerungen 392. — Spärlichkeit interglacialer Bildungen 393.

Karten des ersten Bandes.

Schotterfelder der Gegend von Memmingen 1 : 150000 29
Isohypsenkarte der Oberfläche des älteren Deckenschotters der Iller-Lech-Platte und des Niederterrassenfeldes der Münchener schiefen Ebene 1 : 1400000 51
Karte des Inn- und Salzachgletschers 1 : 700000 129
Die Moränengebiete des Isar-, Lech- und Illergletschers 1 : 700000 177
Karte des Traun-, Steyr- und Ennsgletschers samt Nachbarn 1 : 700000 (Tafel) 204
Verbreitung des Bühlstadiums im Inngebiet 1 : 1000000 340
Kare auf der Nordseite der Mieminger Kette 1 : 50000 346
Karte der Verbreitung der Höttinger Breccie nördlich Innsbruck 1 : 35000 (Tafel) 382

Vollbilder des ersten Bandes.

Überlagerung dreier fluvioglacialer Schotter im Dieffenbachsteinbruch unweit Höllriegelsgereuth südlich von München . . . . . Titelbild
Tiefgründig verwitterte Oberfläche eines älteren fluvioglacialen Schotters unter einem jüngeren bei Höllriegelsgereuth südlich von München 60
Die vier Schotterfelder bei Steyr gesehen von Christkindl 90
Schollen diluvialer Nagelfluh in der Niederterrasse beim Augütl westlich von Steyr . . . 92
Verknüpfung der Niederterrassenschotter mit Grundmoränen an der Innleithe bei Wasserburg 130
Stufenmündung des Steigbachthales in das übertiefte Illerthal bei Immenstadt 202
Kargletscher, Schliffkehlen und Ufermoränen unter der Wildspitze im Venter Thale . . . 262
Schliffkehlen am Schwärzengrate über dem Gurgler Ferner und über dem Langthaler Ferner im Gurgler Thale 278
Linke Ufermoräne des Schoasgletschers mit aufgesetztem Schuttkegel 344
Auflagerung der Höttinger Breccie auf Grundmoräne im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck 384
Aufrisse durch die Schottergebiete des nördlichen Vorlandes der Ostalpen 394

Überlagerung dreier fluvioglacialer Schotter im Dieffenbachsteinbruch unweit Höllriegelsgereuth südlich von München.
(Nach einer Photographie des geographischen Instituts der Universität Wien.)

Niederterrassenschotter (*w*) erfüllt ein Thälchen im Hochterrassenschotter (*r*), welcher den Münchener Deckenschotter

Einleitung.

Von **Albrecht Penck.**

I.

Neuere Aufgaben der alpinen Eiszeitforschung.

Bedeutung der Alpen für die Eiszeitforschung. Die drei grossen Probleme in ihrer jetzigen Behandlung: Grenzen der alten Gletscher, Schneegrenze. Wiederholung der Vergletscherungen. Glaciale Bodengestaltung; Thalseen, Kare, Hochgebirgsformen, Flussverlegungen. Zweck des Werkes. Methode der Untersuchung. Gang der Betrachtung.

Bedeutung der Alpen für die Eiszeitforschung.

Der Gesamtschatz von Gesichtspunkten, mit denen wir heute an die Betrachtung der eiszeitlichen Vergletscherungen gehen, ist in den Alpen gewonnen. Ursprünglich zur Erklärung des Transportes der erratischen Blöcke des grossen Gebirges, sowohl vom weitblickenden Illustrator der Huttonischen Theorie John Playfair,[1]) wie vom schlichten Gemsenjäger Jean-Pierre Perraudin[2]) angenommen, ist die frühere grössere Gletscherentwickelung heute Gegenstand einer allgemein anerkannten Lehre geworden. Venetz[3]) hat sie im Wallis begründet und Johann von Charpentier hat sie ausgebaut.[4]) Indem er auf das genaueste zeigte, wie die Spuren der alten Gletscher erkannt und von anderen Ablagerungen unterschieden werden können, schuf er den Begriff der Glacialformation, und bahnte damit den Weg für die weitere Auffassung einer Zeit, welche charakterisiert ist durch solche Glacialformationen, der Eiszeit. Dieser Ausdruck ist angesichts der Alpen in München vom ideenreichen aber unsteten Karl Schimper geprägt, von ihm aber nur in Vorlesungen und 1837 in dichterischer Form in einer Ode bekannt gemacht[5]). Der Schweizer Louis Agassiz[6]) hat ihn aufgegriffen und ihm in der wissenschaftlichen Litteratur einen festen Platz gegeben.

Die Alpenforschung hat der Eiszeit den katastrophenartigen Charakter wieder genommen, der ihr durch Agassiz zugeschrieben worden war. Als man die Grenzen der eiszeitlichen Glacialformationen kennen lernte, gab man den Gedanken an alles

1) The Works of John Playfair. I. 1822. S. XXIX. Vgl. Illustrations of the Huttonian Theory. 1802. § 349. (Ebenda S. 384).

2) Vergl. F. A. Forel. Jean-Pierre Perraudin. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. XXXV. Nr. 132. 1899.

3) Mémoire sur les variations de la température dans les Alpes de la Suisse. Denkschr. d. schweiz. Gesellsch. f. d. ges. Naturw. I. II. 1833.

4) Essai sur les glaciers. Lausanne 1841.

5) Vgl. Otto Volger. Leben und Leistungen des Naturforschers Karl Schimper. Frankfurt a. M. 1889.

6) Untersuchungen über die Gletscher. 1840. S. 308.

verhüllende Eisdecken wieder auf und sprach nur von riesigen Gletschern; frühzeitig schon erkannte Friedrich Simony[1]) im Salzkammergute, dass ihre Entstehung durch eine Verschiebung der Schneegrenze erklärt werden kann. An den Ufern des Genfersees zeigte ferner Morlot[2]), dass man es nicht bloss mit einer einzigen eiszeitlichen Gletscherausdehnung zu thun habe, was alsbald durch Oswald Heers[3]) Untersuchungen über die Schweizer Schieferkohlen bekräftigt ward. Letztere lagern zwischen Moränen und bergen die Flora eines ähnlichen Klimas, wie es heute in der Gegend herrscht, aber zur Zeit der Moränenablagerungen nicht geherrscht haben kann. Zunächst in den Alpen erwuchs die Vorstellung von Glacialzeiten, charakterisiert durch stattliche Gletscherausdehnungen, und von dazwischenfallenden Interglacialzeiten mit gemässigtem Klima. Das ist die Grundlage für James Geikies[4]) Auffassung der grossen Eiszeit oder des Eiszeitalters als einer Epoche mit einander wechselnder Glacial- und Interglacialzeiten, einer Zeit besonders starker Klimaschwankungen, welche E. Brückner der Art nach mit den heutigen zu vergleichen vermochte.[5])

In den Alpen endlich wurde auch zuerst die Frage nach dem geomorphologischen Effekt der grossen Vergletscherungen aufgeworfen. Anfänglich hielt man ihn für gering, bis dann A. C. Ramsay[6]) die Entstehung der grossen Alpenseen auf die Erosion der alten Gletscher zurückführte und damit den Grund zum Verständnisse der Oberflächengestaltung der früheren Gletschergebiete legte.

In einer kurzen Geschichte der Glacialgeologie suchte ich vor beinahe zwanzig Jahren zu zeigen, dass die drei eben charakterisierten Probleme: die Ausdehnung der alten Gletscher, ihre periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Gestalt der Erdoberfläche den Hauptinhalt der Eiszeitforschung bilden.[7]) Daran hat sich seither nichts geändert. Nach wie vor beschäftigen sie die Aufmerksamkeit; aber die Art der Fragestellung und Behandlung hat sich vielfach und zwar namentlich unter dem Einflusse von Untersuchungen in den Alpen geändert.

Grenzen der alten Gletscher, Schneegrenze.

1882 war die Drifttheorie, die zur Erklärung der nordischen Glacialformationen aufgestellt worden war, eben erschüttert worden. Sie beherrschte jedoch noch viele Vorstellungen; es war daher geboten, besonderen Nachdruck auf die Argumente für die früheren Gletscherausdehnungen zu legen und die Entstehung der Glacialformationen noch zu verteidigen. Heute ist beides nicht mehr nötig. Die Gletschertheorie hat fast uneingeschränkte Anerkennung gefunden; es wird heute nicht mehr in Frage gezogen, dass sich die alten Gletscher einst sehr weit erstreckten, und in den Vordergrund ist die Untersuchung über die Grenzen gerückt, die sie erreichten. In

1) Über die Verbreitung erratischen Diluviums im Salzkammergute. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt II. 1. 1851. S. 153. Vgl. A. Penck, Friedrich Simony. Leben und Wirken eines Alpenforschers. Geogr. Abh. VI. 3. 1898. S. 48.

2) Notice sur le quaternaire en Suisse. Bull. Soc. Vaud. Sc. nat. IV. 1854. S. 41.

3) Die Urwelt der Schweiz. 1. Aufl. Zürich 1858.

4) The Great Ice Age. London 1873. 2. Aufl. 1877. 3. Aufl. 1894.

5) Klimaschwankungen seit 1700 nebst Bemerkungen über die Klimaschwankungen der Diluvialzeit. Geogr. Abh. IV. 2. 1890.

6) On the Glacial Origin of certain Lakes in Switzerland. Quart. Journ. Geolog. Soc. London XVIII. 1862. S. 185.

7) Die Vergletscherung der Deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. Leipzig 1882. Kap. I.

dieser Hinsicht ist man betreffs der Alpen im grossen und ganzen bereits zu einem abschliessenden Bilde gelangt. In dem Masse, wie sich das Interesse an Eiszeitforschungen von der Schweiz und Italien nach Frankreich, dem Deutschen Reiche und Österreich fortpflanzte, wurden auch hier nach und nach die Grenzen der grossen Eisströme bekannt, und es liegt bereits in der internationalen geologischen Karte von Europa auf Blatt C. V. eine Darstellung der eiszeitlichen Gletscherverbreitung in den Alpen vor, an welcher sich voraussichtlich nur noch Einzelheiten ändern werden.

Gleichwohl verdient die Feststellung der alten Gletschergrenzen in den Alpen noch heute volle Aufmerksamkeit. In den letzten Jahren ist die Eiszeitlehre mehrfach mit solcher Begeisterung aufgenommen worden, dass man geneigt geworden ist, einen ganzen Komplex von Erscheinungen auf Gletscherwirkungen zurückzuführen, den man auch in anderer Weise zu deuten vermag. Man ist speziell in Süddeutschland zur Annahme weit ausgedehnter Vergletscherungen der Mittelgebirge gelangt, die in ihrer Uferlosigkeit einigermassen an die Eisdecken von L. Agassiz erinnern. Dem gegenüber hat es Wert festzustellen, wie bestimmt und sicher die Grenzen der alpinen Glacialformationen sind, und dass ganz bestimmte Verhältnisse zwischen der Höhe des Gebirges und der Grösse seiner alten ebenso wie seiner heutigen Gletscher existieren. Dazu kommt, dass es bislang vor allem die grossen von den alten Eisströmen gewesen sind, welche die Beobachter gefesselt haben; gering ist unsere Kenntnis von den kleinen geblieben, und doch geben sie als kleine Individuen gleich den Wildbächen unter den Flüssen einen ausgezeichneten Überblick vom Mechanismus ihrer Wirksamkeit, und sind, wie Friedrich Simony[1]) zuerst gelehrt, für die Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze von Wichtigkeit. Seine in dieser Richtung gegebenen Anregungen wurden in den Alpen aber erst weiter verfolgt, nachdem Josef Partsch[2]) dem Probleme in den deutschen Mittelgebirgen näher getreten war und daraufhin der Versuch unternommen wurde, eine Höhenkarte der Schneegrenze in Europa während der Eiszeit zu entwerfen.[3]) Es stellte sich heraus, dass diese Grenze in den Alpen in verschiedenen Meereshöhen liegt. Bemerkte Simony, dass sie im Salzkammergute tiefer zu suchen ist als in der Gegend von Wien, dass sie also nach Osten ansteigt, so kam Brückner[4]) zur Mutmassung, dass sie gleich der heutigen in den inneren Teilen des Gebirges sich höher befindet als in den randlichen. Unter solchen Umständen ist es zunächst nötig, sie an möglichst zahlreichen Orten zu bestimmen, dann wird man durch einen Vergleich ihrer Höhe mit der der heutigen Schneegrenze im Betrage ihrer Depression unter dieselbe ein Mass für die Klimaänderung seit der Eiszeit erhalten, aus dessen Konstanz oder Variabilität sich Schlüsse auf das Klima der Eiszeit ergeben können.

Wiederholung der Vergletscherungen; Geologisches Alter.

Vor achtzehn Jahren hatte die Lehre von Wiederholungen der Vergletscherungen nur wenige Anhänger. Sie hat seither mehr und mehr, namentlich durch Forschungen

1) Gletscher und Flussschutt als Objekt wissenschaftlicher Detailforschung. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. XV. 1872. S. 252 u. 327.

2) Die Gletscher der Vorzeit in den Karpathen und den Mittelgebirgen Deutschlands Breslau 1882.

3) A. Penck. Geographische Wirkungen der Eiszeit. Verhdgn. d. IV. deutsch. Geographentages. 1884. S, 66 u. Tafel.

4) Die Vergletscherung des Salzachgebietes nebst Beobachtungen über die Eiszeit in der Schweiz. Geogr. Abh. I 1. Wien 1886. S. 49.

in den Alpen an Boden gewonnen. Im deutschen Alpenvorlande wurde erkannt, dass jede Gletscherausdehnung sich nicht bloss in den Ablagerungen des Eises, sondern auch in denen der ihm entströmenden Schmelzwässer kund giebt.[1]) Neben den Glacialformationen wurden die fluvioglacialen in den Kreis der Betrachtung gezogen; es zeigte sich, dass sie viel besser von einander zu trennen sind als jene und nördlich der Alpen zwischen Reuss und österreichischer Traun ganz vorzügliche Hilfsmittel für eine Gliederung des Eiszeitalters in drei Glacial- und zwei Interglacialzeiten gewähren.[2]) Welch grosser Wechsel in dieser Hinsicht geschehen, lehren vor allem die Karten der einzelnen geologischen Landesaufnahmen für die Alpen. Sie bringen jetzt der Mehrzahl nach in der durchgeführten Gliederung die Ansicht von wiederholten Vergletscherungen zum Ausdruck.

Anfänglich hat man auf eine genauere Darstellung der Glacialformationen in den Alpen kein grosses Gewicht gelegt. Ein so hervorragendes Kartenwerk wie die erste Abteilung der geognostischen Karte des Königreichs Bayern, nämlich Gümbels geologische Karte des bayerischen Alpengebirges, schied 1858 die Glacialformationen noch nicht eigens aus; es kannte lediglich das erratische Diluvium des Hochgebirgsschotters sowie Löss und Geröll der Quartärgebilde. Selbst auf der grossen geologischen Karte der Schweiz 1 : 100000 hat das Glaciale nur eine ungenügende Darstellung gefunden. Auf einigen Blättern (X, XV, XX, XXII) ist es gar nicht ausgeschieden worden; auf den übrigen ist in der Regel nur das erratische und geschichtete Diluvium getrennt, bei einigen sind Moränenwälle verzeichnet; nur eines (IV), von Gutzwiller bearbeitet, enthält eine reichlichere Gliederung. Die grosse grundlegende geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie, in welcher F. v. Hauer die Aufnahmen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien zusammenfasste, verzeichnet in den österreichischen Alpenländern bloss Löss und Quartärschotter und weist die Glacialgebilde grösstenteils zum Tertiär. Lediglich die geognostische Spezialkarte von Württemberg gab bereits 1876 auf ihren unter der Kontrolle von v. Quenstedt durch J. Hildenbrand aufgenommenen Atlasblättern Ehingen, Biberach, Laupheim und Ochsenhausen eine eingehendere Gliederung des Quartär in glaciale und fluvioglaciale Ablagerungen und brachte zum erstenmale zwei verschiedene Glacialformationen, „alte und neue Gletscher", zur Darstellung.

Jetzt tritt uns auf den geologischen Spezialkarten fast allenthalben eine viel reichlichere Gliederung des Quartär entgegen. Die beiden 1886 erschienenen Blätter Nördlingen und Ingolstadt der geognostischen Karte Bayerns, welche auf das Alpenvorland übergreifen, unterscheiden hier — auf Blatt Ingolstadt nach meinen Aufnahmen — Nieder- und Hochterrassen sowie Deckenschotter, die drei fluvioglacialen Formationen des deutschen Alpenvorlandes. Es waren die Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz, welche 1891 die schon erwähnte wertvolle Monographie von Léon DuPasquier über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz (Lieferung XXXI) brachten, in der jene Dreigliederung auch in der Schweiz näher durchgeführt wurde, nachdem sie von Brückner hier bereits nachgewiesen worden war. Seither haben die „Beiträge" eingehende geologische Karten 1 : 25000 von Glacialgebieten mit zahlreichen Ausscheidungen in den Arbeiten von Aeppli[3]) und Baltzer[4]) dargeboten, und die dazu gehörigen Erläuterungen stehen auf dem Boden der Annahme verschiedener Vergletscherungen. Die geologische Spezialkarte Frankreichs 1 : 80000 trennt auf ihren Alpenblättern allgemein zwar nur glaciale und fluvioglaciale Formationen; auf den neueren enthält sie aber eine weit eingehendere Gliederung; so auf dem kürzlich erschienenen Blatte Digne,

1) A. Penck. A. a. O. und Periodizität der Thalbildung. Verhdgn. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin XI. 1884. S. 39.

2) A. Penck. Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leopoldina XXI. 1885. Ed. Brückner. A. a. O. Léon DuPasquier. Über die fluvioglacialen Ablagerungen der Nordschweiz. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. XXXI. Bern 1890. A. Penck, Ed. Brückner und DuPasquier. Le système glaciaire. Bull. Soc. Sc. nat. Neuchatel XXII. 1893/94.

3) Lieferung XXXIV. Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. 1894.

4) Lieferung XXX. Der diluviale Aargletscher. 1896.

wo Nieder- und Hochterrassenschotter sowie innere und äussere Moränen, sowie entsprechend dem Deckenschotter Pliocänschotter unterschieden worden sind. Ein Aufsatz von A. Stella[1]) berichtet ferner darüber, dass die kgl. geologische Anstalt in Rom auf den leider unveröffentlicht gebliebenen geologischen Spezialkarten des Pogebietes neben Moränen verschiedenen Alters drei Schotter unterscheidet, von denen zwei als fluvioglaciale, der mittlere als interglacial gelten. Dagegen hat die k. k. geologische Reichsanstalt in Wien bisher noch nicht eine genauere Scheidung der glacialen und fluvioglacialen Formationen ihres weiten Arbeitsfeldes durchgeführt. Weder die bisher erschienenen Blätter der neuen geologischen (Spezial-)Karte 1:75000, noch die meisten der zur Veröffentlichung bestimmten, die bei der 66. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte 1894[2]) ausgestellt waren, scheiden die glacialen Formationen aus. Dieselben wurden auf drei Blättern (Eisenkappel, Eisenerz und Admont) mit als Thal- und Gehängeschutt, auf einem andern als „Löss" (Bruneck) zur Darstellung gebracht. Die Farbenerklärung der neuen Karte hat Rubriken für unteres und oberes Pleistocän und eine Signatur für Moränen.

Wenn heute noch Meinungsverschiedenheiten betreffs der Wiederholung der Vergletscherungen bestehen, so beziehen sie sich auf deren Zahl und Ausdehnung. Während auf grossen Strecken am Nordsaume der Alpen nunmehr drei Vergletscherungen nachgewiesen sind, so haben sich italienische Forscher mehrfach nur für deren zwei ausgesprochen, wogegen im Rheingebiete einige Autoren vier[3]), ja selbst fünf[4]) verschiedene Eisausdehnungen annehmen. Auch über die Grenzen, bis zu welchen die einzelnen Vergletscherungen reichten und bis zu welchen sie sich in den Interglacialzeiten zurückgezogen haben, gehen die Meinungen auseinander. In der Feststellung beider Punkte liegt eine wichtige Aufgabe, deren Lösung die entscheidende Klarheit über die Parallelisierung der Glacialformationen verschiedener, räumlich von einander getrennter Gebiete bringen wird. Erst wenn man allenthalben die Zahl der einzelnen Vergletscherungen verlässlich kennt, wird man die einander entsprechenden mit Sicherheit auffinden können. Dann auch wird man über die Natur ihrer Ursachen Klarheit erhalten.

Solange man nur die Endmoränenwälle, welche nahe den Grenzen der ehemaligen Vereisungen in manchmal überraschender Frische dastehen, und die an ihnen beginnenden weiten Felder junger fluvioglacialer Schotter ins Auge fasste, hatte man es mit typischen Erscheinungen des Diluviums, mit unzweifelhaften Quartärbildungen zu thun. Seitdem man aber auch ältere Moränen, welche ihre charakteristischen Oberflächenformen gänzlich verloren haben, und namentlich ältere Schotterablagerungen kennen gelernt hat, ist die Frage aufgetaucht, in wie weit auch diese Gebilde noch zum Quartär zu rechnen sind. Einige Forscher vor allem Du Pasquier und Depéret[5]), haben auf Grund von paläontologischen Schlüssen die ältesten Schotter samt zugehörigen Moränen zum jüngsten Pliocän gestellt und damit die bisher stillschweigend vollzogene Einordnung des Eiszeitalters als Quartärepoche in die geologische Chronologie aufgegeben. Prinzipiell ist dies insofern von grosser Bedeutung, als hiernach die nach der Entwickelung der Organismen gewonnenen geologischen Altersgrenzen nicht mit dem Eintritte physikalisch ungemein

1) Sui terreni quarternari della valle del Po in rapporto alla carta geologica d'Italia. Boll. del R. Comitato geologico. 1895. 1.

2) Vergl. Stache. 66. Versammlung deutscher Naturforscher und Ärzte. Verhdgn. k. k. geol. Reichsanstalt. 1894. S. 284.

3) A. Gutzwiller. Die Diluvialbildungen der Umgebung von Basel. Verhdgn. Naturf. Gesellsch. Basel. X. 3. 1894. S. 512. A. Penck. Die vierte Eiszeit im Bereiche der Alpen. Schriften d. Ver. zur Verbreitung naturw. Kenntnisse Wien. XXXIX. 1899. S. 67..

4) F. Mühlberg. Der Boden von Aarau. Festschrift. Aarau. 1896.

5) Delafond et Depéret. Les terrains tertiaires de la Bresse. Étude des gîtes minéraux de la France Paris 1893.

wichtiger Phänomene zusammenfallen würden, weswegen also auch die allgemeine geologische Chronologie durch weitere Eiszeitforschungen Förderung erfahren würde. Allerdings ist das einschlägige Material nicht leicht zu gewinnen. Das organische Leben des letzten Abschnittes der geologischen Geschichte spielte sich im wesentlichen ausserhalb der Grenzen der alten Gletscher ab; auf diesen selbst war es ausgeschlossen und wenn auch in den Interglacialzeiten die vom Eise verlassenen Gebiete von Tieren und Pflanzen besiedelt wurden, so ist doch die Wahrscheinlichkeit, dass deren Reste unter einer mächtigen Eisdecke erhalten blieben, recht gering. Die paläontologische Gliederung des Pleistocäns und seine Abgrenzung gegen das Pliocän ist ausserhalb des Bereiches der Glacialformationen, die Gliederung des Eiszeitalters dagegen in demselben gewonnen worden; will man Parallelen zwischen organischer und physikalischer Entwickelung in der jüngsten Periode der Erdgeschichte gewinnen, so muss man bestimmte Ablagerungen von einem Gebiete zum andern verfolgen. Die fluvioglacialen Schotter eröffnen einige Aussichten auf Verknüpfung paläontologischer und klimatologischer Chronologie.

Glaciale Bodengestaltung.

Recht erhebliche Wandlungen haben in den letzten beiden Jahrzehnten die allgemeineren Ansichten über die bodengestaltenden Wirkungen der Vereisungen erfahren. Vorher standen sich im wesentlichen zwei Schulen gegenüber, die eine schrieb den Vergletscherungen die Konservierung von Geländeformen; die andere erhebliche erodierende Kraft zu. Die erstere Schule herrschte in den Alpen, die letztere im Norden. Hier hatte das Studium der grossen früheren Inlandvereisungen zur Unterscheidung von zentralen Gebieten glacialer Erosion und peripherischen kräftiger Anhäufung geführt. Indem man sich die randlich abgelagerten Glacialformationen wieder in die Mitte zurückversetzt dachte, erhielt man ein Minimalmass für die Erosion, die dem Eise zugeschrieben werden muss, weil das ganze Land vergletschert war. In den Alpen tritt uns zwar auch ein Gürtel mächtiger Glacialformationen entgegen, welcher ein Gebiet überwiegender Zerstörung umrahmt, aber in letzterem war nicht alles Land vereist; die Grate des Gebirges ragten aus der Vergletscherung hervor, und auf ihre Zerstörung kann der Glacialschutt ebenso zurückgeführt werden, wie auf die Abnutzung der Gletscherbetten. Deswegen wurde man hier nicht so sehr zur Annahme der Gletschererosion gedrängt. Als sich aber zeigte, dass jene Grate nur von sehr unbedeutender Ausdehnung gewesen sind, und dass die Hauptmasse der Glacialformationen auch in den Alpen aus Untermoränenmaterial besteht, dem im allgemeinen nur wenig, nur hie und da häufiger Obermoränentrümmer beigemengt sind, ward die Annahme erodierender Eiswirkungen auch hier unvermeidlich. Sie erscheinen gegenwärtig allgemein zugestanden, und Meinungsverschiedenheiten existieren heute lediglich betreffs ihres Umfanges. Während die einen von vergleichsweise geringfügiger Glacialerosion sprechen, wird letztere von anderen für relativ bedeutend erachtet. Bei einer solchen Sachlage kann nicht überraschen, dass die Entscheidung über die Entstehung jener Oberflächenformen, welche gerade in den Alpen den Anstoss zur Aufstellung des ganzen Problems geführt haben, noch aussteht. Die Bildung der Wannen der Alpenseen ist heute noch ein kontroverser Punkt, doch haben sich auch betreffs seiner die Anschauungen nach bestimmten Richtungen hin bereits geklärt.

Endgültig gefallen ist die alte Ansicht, dass die grossen Alpenseen klaffende Spalten erfüllten, die bei Erhebung des Gebirges aufrissen. Fast allgemein wird anerkannt, dass sie sich über veränderten Thalstrecken ausdehnen, welche ihr gleichsinniges Gefälle

verloren haben. Gehen über die Ursache des letzteren Vorganges die Meinungen noch wesentlich auseinander, so haben sie sich betreffs seiner Zeit einigermassen genähert. Im deutschen Alpenvorlande stellte sich zunächst heraus, dass die grossen Seethäler in den Schotter der ältesten dort nachweisbaren Vergletscherung eingeschnitten sind, weswegen ihre Umwandlung in Wannen in das Eiszeitalter verlegt werden musste. Überdies wurden Anhaltspunkte dafür gewonnen, dass die Wannenbildung während der letzten Vergletscherung geschah, und es musste angenommen werden, dass sie durch diese geschehen ist. Dem bestuntersuchten der Schweizer Alpenseen konnte ein solch' jugendliches Alter zunächst nicht zugestanden werden;[1]) spätere Untersuchungen aber ergaben, dass sein Thal ganz ebenso wie die der Seen des deutschen Alpenvorlandes in den Schotter der ältesten Vergletscherung, den Deckenschotter, eingeschnitten ist, daher erst während der grossen Eiszeit entstanden und in eine Wanne verwandelt worden sein kann.[2]) Für die Erklärung dieser Umwandlung ergaben sich aber andere Thatsachen als im deutschen Alpenvorlande. Es zeigte sich, dass die Wanne des Sees in einem Gebiete gestörter Lagerung des Deckenschotters gelegen sei, und es wurde ihre Bildung mit eiszeitlichen Krustenbewegungen in Beziehung gebracht. Damit ist ein Gesichtspunkt für die Betrachtung des gesamten Glacialphänomens gewonnen worden, nämlich die Beweglichkeit des Bodens in Erörterung zu ziehen, auf dem sich die alten Vergletscherungen abspielten.

Es handelt sich dabei um den Nachweis von Krustenbewegungen auf einer Landoberfläche. Er stösst auf die Schwierigkeit, dass wir es nicht mit Störungen ursprünglich horizontal oder nahezu horizontal ausgebreiteter Schichten zu thun haben, wie sie am Meeresboden entstehen, sondern dass dort, wo Beobachtungen an Ablagerungen zu Gebote stehen, diese kontinentalen Ursprungs sind, und entweder wie die Glacialformationen ganz unregelmässig, oder wie die Flussanschwemmungen nie horizontal, sondern stets mit einem gewissen Gefälle ausgebreitet sind. Erstere kommen daher für die Beweisführung gar nicht, letztere nur in beschränktem Umfange in Betracht. Aber der Hauptschatz von Beobachtungen ist dort zu gewinnen, wo uns Ablagerungen solch jugendlicher Art fehlen, wie wir sie zum Nachweise eiszeitlicher Krustenbewegungen brauchten. Hier stehen uns lediglich Beobachtungen über den Formenschatz des Landes zur Verfügung. Nachdem aber in den letzten Jahren die Lehre von der Thalbildung durch rinnendes Wasser bis zu einer früher nicht geahnten Vervollkommnung ausgebaut worden ist, erscheint es heute nicht als aussichtslos, durch Feststellung der Unterschiede, die das vergletschert gewesene Thalsystem der Alpen im Vergleiche zu unvereist gebliebenen Gebirgsthalsystemen aufweist, den Anteil zu ermitteln, welchen die Bewegungen der Erdkruste und die alten Gletscher an seiner Herausgestaltung genommen haben. Von diesem Gesichtspunkte aus knüpft sich besonderes morphologisches Interesse auch an die von den grossen Vergletscherungen verschont gebliebenen Alpenthäler.

Viel später erst als die grossen Thalseen sind zahlreiche der Bergseen der Alpen mit der Eiszeit in Beziehung gebracht worden. Erst in den letzten zwanzig

1) Albert Heim und A. Penck. Aus dem Gebiet des alten Isargletschers und des alten Linthgletschers. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Gesellsch. XXXVIII. 1886. S. 161.

2) A. Heim. Die Entstehung der alpinen Randseen. Geologische Nachlese No. 1. Vierteljahrsschr. naturf. Gesellsch. Zürich. XXXIX. 1894. Aeppli. Erosionsterrassen und Glacialschotter in ihrer Beziehung zur Entstehung des Zürichsees. Beitr. z. geol. Karte der Schweiz. XXXIV. 1894.

Jahren erkannte man, dass sehr viele von ihnen in grossen cirkusähnlichen Nischen der Berggehänge gelegen sind. Auf alpinem Boden ist die Anschauung erwachsen, dass diese letzteren eigenartigen Hohlformen, welche schon früher die Aufmerksamkeit der Beobachter erreicht hatten, Gletscherwerke sind. Gastaldi[1]) zweifelte nicht, dass sie als die Betten früherer Gletscher von solchen ausgehöhlt seien. Die weitere Verfolgung der an sie geknüpften Probleme geschah auch in diesem Falle zunächst im Norden. Amund Helland[2]) lehrte hier die Botner mit ihrer eigenartigen, von der Exposition nach verschiedenen Himmelsgegenden abhängigen Verbreitung, ihrer Höhenlage in der Nähe der Schneegrenze kennen, und verwies auf Vorgänge, welche ihre Entstehung durch kleine Gletscher verständlich machen. Nachdem seine Anschauungen an den deutschen Mittelgebirgen durch Partsch, sowie in den Pyrenäen[3]) die Probe bestanden hatten, fanden auch die Cirkusformen der Alpen das Interesse alpiner Glacialgeologen. Alois Geistbeck[4]) zeigte ihre Verschiedenartigkeit. Er lehrte scheiden zwischen den Karstformen, den Sammeltrichtern von Wildbächen und den Kesselthälern, die er ebenso wie A. Helland als Gletscherwerke deutete. Sein Vorschlag, die letzteren Botner zu nennen, fand aber keinen Anklang. Vielmehr bürgerte sich, nachdem bereits Partsch bemerkt hatte, dass man in den Ostalpen die Kesselthäler in der Regel unter den sicherlich etwas weiteren Begriff des „Kares" bringt, der Ausdruck **Kar** mehr und mehr ausschliesslich für sie ein. A. Böhm[5]) verwies auf die enge Beziehung der Kare zu den Bergseen im Ennsgebiete und machte auf ihre weite Verbreitung in den Ostalpen aufmerksam, wobei er zugleich eine zutreffende Charakteristik von ihnen entwarf.

Die neueren Untersuchungen haben in den Alpen im allgemeinen die Ergebnisse ausseralpiner Karstudien bestätigt. Allenthalben hat sich gezeigt, dass die Kare mit den Betten alter Gletscher zusammenfallen, und da sie sich durchweg als Erosionsformen darstellen, so werden keine Zweifel an der wesentlichen Mitwirkung der Gletscher bei ihrer Entstehung mehr laut, wie sie früher mehrfach von Bonney[6]) geäussert worden waren. Lediglich über das Mass jener Mitwirkung lässt sich eine Verschiedenheit der Anschauungen bemerken. Während nach Helland die Karbildung vornehmlich auf der Erosion an der Sohle des Kargletschers beruht, erblickt Ed. Richter[7]) ihren Hauptmechanismus in der Verwitterung der Karwände. Ferner hat sich auch in den Alpen eine nahe Beziehung der Kare zur Schneegrenze herausgestellt; aber die von A. Böhm aus ihrer Höhenlage hergeleitete eiszeitliche Firnlinie liegt nicht unerheblich höher, als seither durch Brückner im Nachbargebiete auf

1) On the Effects of Glacier-Erosion in Alpine Valleys. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XXIX. 1873. S. 396.

2) Om Botner og Säkkedale. Geol. Fören. Förh. Stockholm. II. 1874/1875. S. 286. On the Ice-Fjords of North Greenland, and on the Formation of Fjords, Lakes, and Cirques in Norway and Greenland. Quart. Journ. Geol. Soc. London. XXXIII. 1877. S. 142.

3) A. Penck. Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt d. Ver. f. Erdk. Leipzig. 1883. S. 163 (214).

4) Die Seen der deutschen Alpen. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig. 1884. S. 203 (239).

5) Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt. XXXV. 1885. S. 429 (528).

6) On the Formation of „Cirques" and their bearing upon Theories attributing the Excavation of Alpine Valleys mainly to the Action of Glaciers. Quart. Journ. Geol. Soc. London XXVII. 1871. S. 312.

7) Kare und Hochseen. Verhandlungen d. Gesellsch. deutsch. Naturf. u. Ärzte. 66. Versamml. Wien. 1894. II. 1. S. 251.

andere Weise gefunden ist, weswegen eine neuerliche Untersuchung über die Abhängigkeit der Kare von der Schneegrenze keineswegs überflüssig erscheint.

Bietet schon die weitere Verfolgung des Karphänomens in den Alpen Gelegenheit zur Entscheidung mancher kontroverser Punkte, so knüpft sich das Hauptinteresse an eine weit grössere Aufgabe. Denkt man sich die Kare an einem Bergrücken dichter und dichter gedrängt, so bleibt zwischen ihnen schliesslich nur Raum für schmale und deswegen scharfe Grate übrig, und es werden die Mittelgebirgsformen des Rückens in Hochgebirgsformen verwandelt. Ausserhalb der Alpen konnte auf einen solchen Übergang zwischen Mittel- und Hochgebirgsformen durch die Anreicherung von Karen hingewiesen werden.[1]) Denkt man sich dann die Kare mehr und mehr erweitert, so fallen endlich die trennenden Rücken gänzlich, und es wird das Land bis zu ihrer Sohle abgetragen. Diesen Gedanken hat Ed. Richter[2]) zur Erklärung norwegischer Hochlandformen entwickelt; er hat gezeigt, wie durch die fortschreitende Karbildung sich ein Denudationsniveau herausbildet. Es wird unsere Aufgabe sein, zu untersuchen, inwiefern diese ausserhalb der Alpen gezeitigten Anschauungen auch für unser Gebirge gelten, inwieweit es den Schatz seiner Hochgebirgsformen den Karen und sein Gipfelgipfelniveau einer älteren Denudation durch solche dankt. Den Entscheid darüber werden wir nur fällen können, wenn wir auch andere Hypothesen zur Erklärung ihres Formenschatzes auf ihre Anwendbarkeit prüfen, und da wird sich in erster Linie zu fragen haben, in wie weit in den Alpen, so wie es die Regel zu sein scheint, die Grenze zwischen Hoch- und Mittelgebirgsformen durch einen bestimmten Höhenunterschied bestimmt ist.[3]) Aber wenn sich auch letzteres ergeben würde, so wird doch ihr Hochgebirgscharakter nicht weniger mit der Eiszeit in Beziehung gebracht werden können. Wenn es sich nämlich herausstellen sollte, dass während der Eiszeit die Alpenthäler durchweg vertieft worden sind, so könnte man auch in der Vergrösserung des Höhenunterschiedes zwischen Berg und Thal die Vorbedingung für das Zustandekommen des heutigen Hochgebirgstypus erblicken. Es sind sohin nicht nur die kleinen Bergseen, nicht mehr bloss die sie bergenden Kare, welche in den Kreis der Diskussion zu ziehen sind, sondern neben der Gestaltung der Thäler ist die Form der Kämme zu untersuchen, und hier wie da wird der Vergleich der vergletschert gewesenen Teile des Gebirges mit den unvereist gebliebenen den Schlüssel zur Erkenntnis liefern.

Ein grosser Teil der einschlägigen Probleme ist in einer gerade bei Beginn der Drucklegung dieser Ausführungen erschienenen äusserst anregenden Arbeit von Ed. Richter behandelt worden. Seine geomorphologischen Untersuchungen in den Hochalpen (Erg. Heft 132 zu Peterm. Mitt. 1900) sind in erster Linie eine Monographie der Kare in den Alpen und eine Erörterung ihrer Beziehung zur Schneegrenze und zu den Hochgebirgsformen. Nach einer musterhaften Formenanalyse des Gebirges kommt Richter zum Schlusse, dass ganze Ketten ohne Eiszeit Mittelgebirgsformen besitzen würden. Kann das Werk auch auf den Gang unserer eigenen, grösstenteils abgeschlossenen Untersuchungen keinen Einfluss mehr ausüben, so werden wir uns doch bei Darlegung unserer vielfach übereinstimmenden Ergebnisse mit ihm häufig zu beschäftigen haben. Für manche der von Richter aufgeworfenen weiteren Probleme hoffen wir bereits eine Lösung bieten zu können.

Es ist nicht das Eis allein, das während der Eiszeit in den Alpen gestaltend thätig gewesen ist. Der unterhalb der Schneegrenze gelegene Teil eines Gletschers

1) A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche. 1894. II. S. 305.

2) Geomorphologische Beobachtungen aus Norwegen. Sitzb. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl. CV. 1896. S. 147.

3) A. Penck. Morphologie der Erdoberfläche II. S. 167.

ist die ergiebige Quelle für reichliche Wassermassen, die vielfach an Stellen auftreten und Formen bildend sein konnten, wo unter gewöhnlichen Umständen eine Wirksamkeit des Wassers ausgeschlossen ist. Indem ferner die Gletscher während ihres Kommens und Gehens die einen Glieder eines Thalsystemes früher betraten oder später verliessen als die anderen, hemmten sie deren regelmässige Entwässerung, so dass diese neue Bahnen einschlagen musste. Viele davon sind nur zeitweilig in Gebrauch gewesen, andere sind permanent geworden, sodass sich nicht unbeträchtliche Veränderungen im Laufe der Alpenflüsse während der Eiszeit ergaben, und das Gebirge nicht bloss in Bezug auf die Gestalt seiner Thäler und Kämme, sondern auch hinsichtlich seiner horizontalen Gliederung verändert worden ist.

Zweck des Werkes.

Hat die Behandlung der drei grossen Probleme der Eiszeitforschung bereits eine Anzahl von grundlegenden Ergebnissen gezeitigt, so ist doch damit nur ein Schritt vorwärts zu ihrer Lösung gethan. Die Probleme sind von ihrer qualitativen Seite geklärt worden: überzeugend ist dargethan, dass sich einstmals grosse Gletscher in den Alpen erstreckten, dass sie mehrmals wiederkehrten und die Oberflächengestaltung des Landes beeinflussten; in quantitaver Hinsicht bleibt noch ausserordentlich viel zu thun. Noch steht die Feststellung der Grenzen zahlreicher kleiner Gletscher aus, noch ist entscheidendes Material über die Zahl der Vereisungen beizubringen, noch die Grösse ihrer morphologischen Wirkungen zu bestimmen. Hat die qualitative Erörterung der Probleme unsere geologischen Vorstellungen über die Geschichte der Erde mächtig erweitert und uns vertraut gemacht mit einer Art klimatischer Katastrophe, sowie mit einer grossen Kraft, welche einst die Erdoberfläche gestalten half, so ist es heute die Aufgabe, die Klimaschwankungen des Eiszeitalters schärfer zu fassen, sie sicherer einzuordnen in die geologische Chronologie und den Umfang jener gestaltenden Kraft genauer kennen zu lernen. War zunächst ausschliesslich die Geologie beteiligt am Eiszeitstudium, so erweckt dieses nunmehr auch das volle Interesse der Klimatologie und Geomorphologie, also der Geophysik in weiterem Sinne. Sie insgesamt werden eine Förderung erfahren, wenn untersucht wird, in welchem Umfange und wie oft sich die Vergletscherung der Alpen während des Eiszeitalters verändert hat, und wie weit dabei der darunterliegende Gebirgskörper umgestaltet wurde, kurz, wenn die letzten Veränderungen des geographischen Zustandes der Alpen nach Raum und Zeit festgelegt werden. Dies zu versuchen, sei unsere Aufgabe.

So sehr wir geneigt sein werden, ihre geographische Seite zu betonen, so wenig wollen wir dabei ihre geologische übersehen, welche in erster Linie in einer genauen Feststellung der Chronologie der Ereignisse besteht. Diese liefert den festen Rahmen, in welchen wir die Einzelvorgänge einzuordnen haben. Ohne solches Vorgehen würden viele unserer Ergebnisse auf schwachen Füssen stehen. Wir dürfen uns nicht beschränken, bloss eine Summe von Erscheinungen zu überblicken. Wir müssen den Entwickelungsgang einer jeden einzelnen von ihnen kennen lernen, wenn wir dem allerdings schwer erreichbaren Ideale näher kommen und die Umbildung der Alpengestaltung in allen ihren einzelnen Phasen während des Eiszeitalters verfolgen wollen.

Methode der Untersuchung.

Dies kann nicht bloss auf Grund der vorhandenen Litteratur geschehen. Sie ist zwar ungemein reich, aber infolge der grossen Ausdehnung des Arbeitsfeldes sehr zersplittert.

Die einschlägige Erforschung des Gebirges ist nicht bloss von verschiedenen Seiten aus in Angriff genommen, sondern steht auch unter dem Einflusse verschiedener Schulen und ist erschwert durch den Umstand, dass drei verschiedene grosse Völker mit drei verschiedenen Litteraturen sich in den Besitz des Objektes und in die Arbeit seiner Erschliessung teilen. Man hat daher nicht allein zu rechnen mit unvermeidlichen Verschiedenheiten in der Auffassung der Dinge, welche verursacht sind durch die Eigenheit des jeweiligen Untersuchungsgebietes, sondern auch mit den, wie es manchmal scheint, fast grösseren Verschiedenheiten der Meinungen, welche daraus erwachsen, dass dieselben Thatsachen unter dem Einflusse verschiedener Schulen manchmal verschieden gesehen und sehr häufig verschieden gedeutet werden, sowie endlich mit jenen Differenzen, die auf verschiedenem sprachlichen Ausdrucke beruhen. Bei einer solchen Sachlage kann der Versuch einer Lösung der oben präcisierten Aufgabe nur auf Grund eigener Forschungen unternommen werden, deren Ausführung aber wieder mit der Klippe der grossen Ausdehnung des Untersuchungsfeldes zu rechnen hat; diese Klippe kommt umsomehr in Betracht, als beim gegenwärtigen Stande der Glacialforschung in den Alpen zahlreiche Spezialuntersuchungen nötig sind.

Diese können allerdings nicht allenthalben mit gleichem Erfolge einsetzen. Es giebt weit ausgedehnte Gebiete, in welchen bei der Dürftigkeit in der Entwickelung der Glacialformationen keine klare Auffassung zu erlangen ist. Vergeblich wird sich der Forscher hier mühen, die Geschichte der Eiszeit zu lesen, wenn er sie nicht anderenorts bereits kennen gelernt hat. Das Spezialstudium muss dort beginnen, wo man es mit typisch entwickelten Phänomenen zu thun hat. Das gilt für die Eiszeitforschung ganz ebenso wie für jede naturwissenschaftliche und insbesondere geologische Untersuchung. Nur ist der Weg, auf welchem der Geologe in der Regel zu typischen Ablagerungen gelangt, gewöhnlich ein anderer, als der, den wir einschlagen müssen. Um über das Alter einer Schicht ins Klare zu kommen, verfolgt man sie in ihrem Streichen, die Linien des Gebirgsbaues leiten dabei den Forscher. Wollen wir aber ein isoliertes Vorkommen der Glacialformationen deuten lernen, so müssen wir den Thälern folgen, die Linien der Gebirgsgliederung weisen uns die Wege. In dieser Verschiedenheit der einzuschlagenden Wege ist vornehmlich begründet, warum die Glacialgeologie zu einer ziemlich selbständigen Entwickelung gelangt ist, und dass bei der ersten geologischen Übersichtsaufnahme des Gebirges die glacialen Formationen so geringe Beachtung gefunden haben, wie es auch jetzt noch seitens einzelner Feldgeologen, die lediglich den Schichtbau der Erdkruste studieren, geschieht.

Die für die Erforschung des Eiszeitalters massgebenden Gebiete befinden sich dort, wo die Gletscher ihre mächtigsten Ablagerungen hinterliessen, wo sie ihre Moränen aufhäuften, wo die ihnen entströmenden Flüsse weite Schotterfelder aufschütteten. Hier kann man die Aufeinanderfolge der Vergletscherungen am besten feststellen; hier auch ergeben sich, wie wir gesehen, Möglichkeiten Spuren glacialer Erosion und eiszeitlicher Krustenbewegungen an glacialen Ablagerungen zu studieren. Hier muss die Specialforschung einsetzen, welche die einzelnen Glacialablagerungen ganz ebenso als geologische Körper zu verfolgen und auszuscheiden hat, wie irgend eine geologische Specialaufnahme. Allerdings ist auch hierbei die Technik des Beobachtens, die der Feldgeologe im Gebirge einschlägt, nicht immer anwendbar. Man hat vielfach nicht einzelne weit verfolgbare Schichten, sondern meist unregelmässig teils auf- teils aneinander gelagerte Massen vor sich, deren Trennung in erster Linie genaue Beobachtung der Ober-

flächenformen unerlässlich macht. Je besser die topographische Karte, die dem Beobachter zur Verfügung steht, desto mehr ist seine Arbeit erleichtert; fehlt ihm eine genaue Darstellung des Geländes, so wird ihm bei der Untersuchung das Barometer manchmal so nützlich sein, wie der Hammer.

Die Gebiete mächtiger Glacialablagerungen liegen an den Zungen der alten Gletscher. Hier also hat unsere Untersuchung zu beginnen und von hier haben wir in deren Wurzelgebiete einzudringen, wo unsere Beobachtungen namentlich an den Formenschatz des Landes anzuknüpfen haben. Sein Verständnis wird uns erschlossen, wenn wir die Eiszeitablagerungen zuvor kennen gelernt haben, ebenso wie uns das Verständnis des Sammelgebietes eines Wildbachs am besten durch dessen Schuttkegel erschlossen wird. Wir müssen heute also den umgekehrten Weg wandern, wie jene Forscher, die die Glaciallehre begründeten. Sie gingen aus von den innersten Winkeln des Gebirges, von den heutigen Gletschern, stellten hier die Eigentümlichkeiten der Glacialformationen fest und verfolgten sie dann thalauswärts bis in das Vorland des Gebirges. Wir fangen hier an und wandern in den Thälern aufwärts.

Gang unserer Betrachtung.

Der Gang unserer Betrachtung ist hiernach wesentlich bestimmt von der Gliederung des Gebirges durch seine grossen Thäler. Doch wird es sich empfehlen, nicht die einzelnen Alpenthäler nacheinander zu verfolgen, sondern jeweils Gruppen von solchen zu betrachten, welche vermöge der Intensität der eiszeitlichen Gletscherentwicklung und der Gliederung des Gebirges sich einheitlich verhielten. Wir gehen aus von den Thälern auf der Nordseite der Ostalpen, welche durch ihre glaciale Geschichte und die Gemeinsamkeit ihrer Entwässerung sich als eine Einheit höherer Ordnung darstellen; hier treffen wir eine selten klare Gliederung der Glacialbildungen, welche wahrhaft typisch ist und daher eine eingehende Betrachtung erheischt. Hierauf wenden wir uns dem klassischen Gebiete der Glacialforschung auf der Nordseite der Westalpen zu, wo die alten Gletscher des Rhein-, Rhone- und Isèrethales zwar in ähnlicher Weise in innige Berührung traten, wie die des Inn-, Salzach- und Ennsthales auf der Nordseite der Ostalpen, wo aber die Einheit in hydrographischer Hinsicht gestört ist. Dann werfen wir einen Blick auf die einzelnen Gletscher auf der Südseite der Alpen, die nur selten mit einander zu zusammenhängenden Eismassen verschmolzen, und die nach zwei verschiedenen Becken des Mittelmeeres, zum westlichen Mittelmeere und zur Adria hin entwässert wurden. Von diesen Eisströmen des gegenwärtigen mittelmeerischen Klimagebietes wenden wir uns endlich zu denen der heute kontinentalen Ostseite der Alpen, wo die alte Gletscherentwickelung relativ am unbedeutendsten war. Grosse Teile blieben hier eisfrei, sodass sich die Gelegenheit zu Vergleichen zwischen dem Formenschatze des vergletschert und unvergletschert gebliebenen Gebirges bietet. Hier wie auch in der Mediterranregion werden wir die auf der Nordseite der Alpen gewonnenen Ergebnisse vielfach anzuwenden haben. Bevor wir uns aber der Betrachtung dieser Einzelgebiete zuwenden, ist es nötig, darzulegen, was wir unter Glacialformation verstehen.

II.

Das System der Glacialbildungen.

Glacialformationen und Moränen. Genetische Klassifikation: glaciale, fluvioglaciale, marinoglaciale und lacustroglaciale Bildungen. Petrographische Klassifikation: Gries-, Block-, Geschiebe-, Schlamm- und Schottermoränen. Glaciale Komplexe von Zungenbecken, Endmoräne und Schotterfläche. Glaciale Serien der Alpen: Zungenbecken mit Drumlin; Moränengürtel, Schotterfeld; das Schotterniveau. System der Glacialbildungen. Jüngere und ältere Moränen; Schotterplatten und Schotterterrassen. Darstellung durch Aufrisse. Zwischenbildungen zwischen den Serien. Glacialzeiten und Interglacialzeiten. Eiszeitalter. Unterscheidung von Komplexen und Serien.

Glacialformation.

Aller jener Schutt, welcher von Gletschern auf ihrer Oberfläche, in ihrem Innern oder an ihrer Sohle als Ober-, Innen- oder Untermoräne herbeigeschleppt worden ist, und welcher dort liegen geblieben ist, wo das verfrachtende Eis abschmolz, bildet die Gesamtheit der Glacialformationen. Diese umfassen also nur einen Teil der Moränen, den letzteren gehört sowohl der noch in Bewegung befindliche wie auch der bereits zur Ruhe gelangte Gletscherschutt an.

Genetische Klassifikation.

Bezeichnet man die Gletscher gerne als Eisströme, um damit eine gewisse Verwandtschaft mit den Flüssen anzudeuten, so ist doch ihre ablagernde Thätigkeit grundverschieden von der der letzteren. Das rinnende Wasser lässt die mitgeführten Gerölle und Sinkstoffe dort liegen, wo seine lebendige Kraft sich mindert, also aus dynamischen Ursachen, der Gletscher lagert seine Moränen dort ab, wo er schmilzt, also aus klimatischen Ursachen. Das Schmelzen geschieht an seiner Oberfläche und seiner Sohle. Quantitativ steht die Sohlenschmelzung weit hinter der Oberflächenschmelzung zurück, aber sie betrifft Teile des Eises, die mit dem Untermoränenmaterial imprägniert sind, und letzteres beginnt bereits in zum Teil namhafter Entfernung vom Gletscherende als Grundmoräne liegen zu bleiben. Trotz der weit bedeutenderen Oberflächenschmelzung gelangt das Obermoränenmaterial gleich der Hauptmasse der Innenmoränen und einem namhaften Teile der Grundmoräne bis an den Schmelzrand des Gletschers, wo es sich allmählich zur Endmoräne anhäuft[1]). Die Ablagerung der Grund- und Endmoränen ist nur dort möglich, wo die entstehenden Schmelzwasser nicht kräftig genug sind, um den herbeigeführten Schutt wegzunehmen. Sie beladen sich, soweit es ihre Tragkraft gestattet, mit solchem und führen ihn weiter. Ein Teil, der gröberen Kornes wird alsbald in Form von grobem Gerölle abgelagert, der andere, namentlich aller Schlamm, wird weit hinweggetragen und kommt erst in grosser Entfernung, vielleicht erst im Meere, zum Niederschlag. Diese vom Wasser verschleppten Massen gehören nicht zur Glacialformation; nur diejenigen, welche in unmittelbarer Nähe der letzteren und in Verknüpfung mit derselben abgelagert werden, lassen ihren Ursprung aus den Moränen erkennen, sie werden als fluvioglaciale Gebilde bezeichnet. Marinoglaciale und lacustroglaciale Ablagerungen endlich sind solche, welche infolge der Auflösung von Gletschern im Meere oder in Binnenseen entstehen,

1) In dieser Nomenklatur der genetischen Moränentypen folgen wir den Beschlüssen der Gletscherkonferenz von 1899. Peterm. Mitt. 1900. S. 77.

wobei der Moränenschutt durch Eisberge oder Eisschollen verfrachtet wird. Er behält dabei seine charakteristische Abnutzung, wird aber weit ausgebreitet am Grunde der Gewässer, und mit ihm zugleich kommen deren Sedimente zur Ablagerung. Marinoglaciale Gebilde giebt es im Umkreise der Alpen gar nicht, lacustroglaciale nur äusserst spärlich.

Petrographische Klassifikation.

Weil bei ihrer Ablagerung Wasser frei ward, tragen die Glacialformationen insgesamt mehr oder weniger deutlich die Spuren von dessen Wirksamkeit, welche im Vereine mit der Herkunft des Moränenmaterials ihren petrographischen Charakter bestimmt. Sind sie ganz aus dem Obermoränenmaterial herzuleiten, so sind sie gekennzeichnet durch die Eckigkeit ihrer Trümmer, welche nichts anderes darstellen als verschleppten Gehängeschutt. Solchen nennt man in den nördlichen Kalkalpen Gries [1]); wir wollen sie daher Griesmoränen heissen. Die Griesmoränen sind bezeichnend für kleine Gletscher, welche von hohen Gehängen überragt werden; ihr Material ist vom Gehängeschutt lediglich dadurch zu unterscheiden, dass es gewandert ist. Kennzeichnend für sie ist ferner die Wallform des Auftretens; doch versagen beide Kriterien nicht selten. Erwägen wir nur die Möglichkeit der Übergänge von Schutthalden in Moränen! Bleibt der Schnee längere Zeit am Fusse einer solchen Halde liegen, so rinnt der Gries über ihn herab und häuft sich hier als Fusswall an, welcher einem Moränenwalle sehr ähnlich ist und in eine Moräne verwandelt wird, wenn das Schneefeld permanent bleibt und sich zu einem kleinen Gletscher entwickelt.

Lediglich bei ganz kleinen Gletschern geschieht der Schutttransport vornehmlich auf dem Eise; bei grösseren erfolgt er vor allem an der Sohle, und ihre Glacialformationen bestehen deswegen grösstenteils aus dem Materiale der Untermoräne, das vom Eise in der charakteristischen, oft geschilderten Weise abgenutzt ist. Erst werden die Ecken und scharfen Kanten des Trümmerwerkes abgestossen, dann werden die zugerundeten Blöcke geschrammt und gekritzt, schliesslich poliert; dabei werden sie kleiner und kleiner, reichlicher und reichlicher wird das Gesteinspulver, das bei ihrer Abnutzung entsteht. Wir wollen alle Gesteinsblöcke, welche durch ihre Form vom schiebenden Gletschertransport zeugen, Geschiebe, und jene Moränen, die vornehmlich aus ihnen bestehen, Geschiebemoränen nennen; den Namen Blockmoränen beschränken wir auf die nicht gerade seltenen Ablagerungen, in welchen eckige oder gerundete Blöcke nebeneinander in etwa gleicher Menge vorkommen. Wiegt das beim Transport entstandene, im nassen Zustande schlammige Gesteinspulver vor, so wollen wir von Schlammmoränen reden. In reinster Form treten die Geschiebe- und Schlammmoränen in den Grundmoränen entgegen, die unter dem Eise zur Ablagerung gelangten; sie setzen aber auch die Endmoränen jener grossen Gletscher zusammen, die nur wenige oder keine Obermoränen besitzen; doch machen sich in den Endmoränen allenthalben die Spuren der Wasserwirkungen weit kräftiger geltend als in den Grundmoränen. Ihnen fällt der Schlamm der Schlammmoränen leicht zum Opfer; die zurückbleibenden kleinen Geschiebe werden durch sie abgerollt und mehr oder weniger in Gerölle verwandelt. Nur die grösseren Blöcke bewahren, weil sie vom Wasser nicht bewegt werden können, ihre Glacialspuren. Derartige, vornehmlich aus gewaschenem Geröll, also aus Schotter bestehende Moränen nennen wir Schottermoränen.

Die hier nach petrographischem Gesichtspunkte versuchte Charakteristik der

1) In Norddeutschland Grant, in der Schweiz Gand.

Glacialformationen bezweckt nicht die Aufstellung von scharf definierten Gesteinsarten oder Varietäten, sondern lediglich die Unterscheidung einzelner Typen, nämlich häufiger wiederkehrender Erscheinungen in einer grossen Menge von einander sehr ähnlichen. Wir haben es mit zahlreichen Übergängen zu thun; man trifft in Griesmoränen Geschiebe, in den Geschiebe-, Schlamm- nnd Schottermoränen grosse eckige Trümmer oder Nester von Gries; häufig sind in den Geschiebe- und Schlammmoränen Schotterpartien. Ganz ausserordentlich mannigfaltig ist die Erscheinungsweise der Glacialformationen; es ist jedoch bei der Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse nötig, wenigstens eine Skala für ihre Charakteristik zu haben, welche die Kennzeichnung der Beschaffenheit zulässt, ohne das Vorkommen sofort genetisch zu klassifizieren. Diese Skala wird uns geliefert durch die Lage des Materiales bei seinem Transport und den Grad seiner Abnutzung während desselben; sie entspricht im allgemeinen der Länge des zurückgelegten Weges.

Glaciale Komplexe.

Jeder stationäre Gletscher lagert glaciale und fluvioglaciale Gebilde in Gestalt regelmässiger Komplexe ab. Dies beschränkt sich nach dem Dargelegten auf sein Schmelzgebiet, und der Komplex wird deswegen durch dessen Gestalt beeinflusst. Gletscherzungen umgürten sich mit einer Endmoräne, an welche sich allenthalben dort, wo ein Abfliessen der Gletscherwasser möglich ist, fluvioglaciale Schotter anlehnen; diese unterbrechen an den Stellen, an welchen mächtige Wassermassen dem Eise entströmen, die Endmoräne. Solche Ablagerungen können wir auch an heutigen Gletschern beobachten; dagegen sehen wir hier nicht das unter der Zunge befindliche Gelände. Wo aber auch die Spuren früherer Gletscher vorliegen, umwallt die Endmoräne tiefer gelegenes Land, welches beckenförmig gestaltet ist; jedoch wird die Beckenform keineswegs bloss durch die Moränenumwallung bedingt, sondern auch dadurch hervorgerufen, dass der Boden der alten Gletscherzunge nach den Eisrändern hin ansteigt. Wir sprechen daher von einem Zungenbecken.

Wesentlich anders als die Glacialformationen stationärer Gletscher verhalten sich die vorwärts oder rückwärts schreitender. Ein anwachsender Gletscher wird zwar auch an seinem Ende Moränenmaterial aufschütten, sobald die Geschwindigkeit seiner Eigenbewegung grösser ist als die seines Vorschreitens, und auch seine Schmelzwasser werden Schotter ablagern. Aber er wird bei seinem Vorwärtsschreiten über die aufgeschütteten Moränen und den Schotter hinweggehen und zugleich den Schauplatz von deren Ablagerung verrücken. Er wird das Moränenmaterial, das er sonst längs einer Linie an seinem Saume aufgehäuft hätte, über die ganze Fläche, über die er vorgeschritten ist, verbreiten, und hier über den Schottern seiner Schmelzwasser ablagern. Ganz ähnlich verhält es sich mit einem zurückgehenden Gletscher. Auch er lagert zwar Moränenmaterial an seinem Ende ab, sobald das Rückschreiten seiner Form langsamer geschieht als die Eigenbewegung seiner Masse, aber auch er verändert fortwährend den Schauplatz der Ablagerung und verteilt das Material, das sonst in der Endmoräne aufgeschüttet worden wäre, auf die ganze Fläche, von der er sich zurückzog. Breitete der vorschreitende Gletscher seine Moränen über seine Schotter, so erfolgt beim rückwärtsgehenden die Schotterablagerung auf den Moränen. Das Lagerungsverhältnis von Schottern und Moränen, nicht aber bestimmte Formen und Formationskomplexe geben uns Aufschluss über vorwärtsschreitende oder sich zurückziehende Gletscher.

Ganz genau trifft unsere Angabe nicht zu, dass gerade das Material, das von einem stationären Gletscher in seiner Endmoräne angesammelt worden wäre, von einem vorwärts oder rückwärts schrei-

tenden Gletscher über die von ihm okkupierten oder verlassenen Flächen ausgebreitet worden wäre. Beim vorwärts schreitenden Gletscher ist es gemindert um den Schutt, der mit dem vorwärts geschrittenen Teile des Gletschers noch verbunden ist, und bei dem rückwärts gehenden vermehrt um jenes Material, das der abgeschmolzene Teil des Gletschers hinterliess. Man darf aber darum nicht meinen, dass ein schwindender Gletscher in gleicher Zeit mehr Material zur Ablagerung bringen müsste als ein anrückender. Ein anwachsender Gletscher hat eine grössere Eigenbewegung als ein abnehmender. In gleicher Zeit wird daher mehr Eis einen bestimmten Querschnitt passieren, und dieses wird reicher mit Trümmern beladen sein als das des schwindenden, weil der lose Schutt im Gletscherbette noch auszuräumen ist. Geschehen Vorschreiten und Rückschreiten gleich schnell, so wird der vorschreitende Gletscher mehr, der rückschreitende weniger Material ablagern, und da bei letzterem mehr Wasser disponibel ist als bei ersterem, so werden seine Glacialformationen ungleich spärlicher ausfallen als die des wachsenden Gletschers.

Glaciale Serien.

Die eiszeitlichen Glacial- und Fluvioglacialformationen treten nicht in Gestalt blosser Komplexe, sondern ganzer Serien von solchen mit bestimmtem Formenschatze entgegen. Allenthalben sind die Zungenbecken (vergl. Abb. 1) sehr bedeutend entwickelt Vielfach erscheinen sie als ringsum geschlossene, ziemlich tiefe Wannen, welche die Zierden des Gebirges, die Alpenseen, bergen. Erscheinen sie als offene Becken, so wird ihr Boden in der Regel von einer Schotterfläche oder einem weiten Moore eingenom-

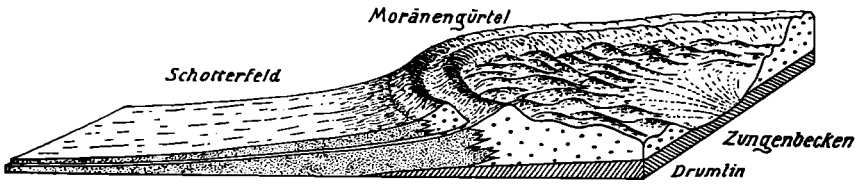


Fig. 1. Eine glaciale Serie.

men, was beides anzeigt, dass hier Aufschüttungen stattgefunden haben. Die Glacialformationen sind in ihnen dürftig entwickelt. Sie beschränken sich meist auf eine dünne Decke von Grundmoränen, aus welchen sich das Grundgestein gewöhnlich in Form von Rundhöckern erhebt. Nach den Endmoränen hin wird die Moränenbedeckung stärker und nimmt, wo sie beträchtlich wird, die charakteristische Oberflächenform der Grundmoräne, die des Drumlin an, zwischen welchen elliptischen Hügeln sich vielfach flache Wannen erstrecken. Die Drumlin sind gestreckt und schwarmförmig in der Richtung der Eisbewegung angeordnet, in der Mittellinie der alten Gletscherzunge stehen sie daher senkrecht zur Richtung der Endmoränen, an den beiden Flanken laufen sie unter spitzem Winkel auf letztere zu.

Das Zungenbecken wird nicht bloss von einer einzigen Endmoräne, sondern von ganzen Schwärmen von solchen umwallt, welche einen grossen, meist bogenförmig verlaufenden Moränengürtel beschreiben. In ihm treten die Endmoränenwälle bald dicht aneinander, bald entfernen sie sich wieder voneinander und schliessen Thalungen zwischen sich ein, die nicht selten Wannenform annehmen. Sie bilden insgesamt jene unregelmässige Landschaft, welche Desor[1]) Moränenlandschaft nannte. Im einzelnen ist ihre

1) Die Moränenlandschaft. Verhgn. Schweiz. naturf. Gesellsch. LVI. 1872/73. S. 121. Le paysage morainique 1875.

Form sehr wechselnd. Sind sie durch regelmässige Aufschüttung entstanden, indem das Eis seine Grundmoräne am Rande auswarf, so böschen sie sich nach dem Zungenbecken hin sanft ab und fallen nach aussen mit dem natürlichen Böschungswinkel ihres Schuttes ab. Wo viel Schmelzwasser dem Eise entströmte, ist das von letzterem herbeigeführte Material vor dem Eisrande als Schottermoräne zur Ablagerung gekommen, die im Gegensatze zu der aus Grundmoränenmaterial bestehenden Endmoräne sich nach aussen sanft abdacht, während sie nach innen, nach Rückzug des Eises, an das sie gelehnt war, mit dem natürlichen Böschungswinkel abfällt. Zwischen diesen beiden durch die Verschiedenheit ihrer Abdachungen charakterisierten Typen von Endmoränen giebt es zahllose Zwischenformen, die im wesentlichen dadurch bedingt sind, dass der Gletscher nicht vollkommen stationär war. Schritt er etwas vorwärts, so schob er vor sich seine Endmoräne zusammen, störte die Regelmässigkeit ihrer Ablagerung und veränderte ihre Form. Zog er sich etwas zurück, so kam es oft, dass der leicht bewegliche Moränenschutt ein Stück toten Gletschers zudeckte, welches sich lange Zeit inmitten der Moräne hielt und schliesslich durch sein Abschmelzen Veranlassung zur Bildung einer grubenförmigen Einsenkung in deren Oberfläche gab.

Fast allenthalben knüpft sich an den Moränengürtel das Auftreten grosser Massen fluvioglacialer Schotter. Sie lehnen sich an den äussersten Endmoränenwall an, oder schiessen unter denselben ein oder gehen endlich aus dem Moränenmaterial durch allmähliche Übergänge hervor, wobei es häufig zu einer Verzahnung von glacialen und fluvioglacialen Ablagerungen kommt. In allen diesen Fällen wollen wir von einer Verknüpfung von Moränen mit Schottern sprechen. Letztere zeichnen sich am Moränenwalle gewöhnlich durch das Auftreten glacialer Geschiebe und grösserer Blöcke aus und haben ein für Flussablagerungen aussergewöhnlich steiles Gefälle, das sich auf 10 % und mehr erhebt. Du Pasquier[1]) hat die von ihnen gebildete Uebergangsfläche von den weiten Schotterfeldern zu den Moränenwällen Uebergangskegel genannt, und von dessen Oberflächenverhältnissen sowie seiner Zusammensetzung eine vortreffliche Beschreibung gegeben. Unterhalb des Uebergangskegels verflacht sich die Oberfläche der fluvioglacialen Schotter, ihr Korn wird regelmässiger; als weite Flächen, von der Bevölkerung in der Schweiz[2]) wie in den Ostalpen Felder genannt, ziehen sie sich thalabwärts. Wir werden sie weithin verfolgen können.

Der Habitus dieser fluvioglacialen Schotter ist rings um die Alpen ein auffallend einheitlicher. Allenthalben bestehen sie aus grobem Gerölle; die grösseren Rollsteine sind faustgross, die kleineren hühnereigross. Die Korngrösse bleibt in einer Ablagerung gewöhnlich von unten bis oben ziemlich unverändert, doch finden sich nicht selten grössere Blöcke an der Sohle. Bezeichnend ist der Mangel an feinkörnigen Bestandteilen. Selten nur sind Linsen von Sand oder Nester von Lehm, welch letztere häufig von einem unterwaschenen Steilbord herrühren mögen. Regelmässige Wechsellagerungen von Geröll, Sand und Lehm, wie sie in anderen Schotterformationen der Alpen, z. B. den tertiären Nagelfluhablagerungen der Schweiz, vorkommen, fehlen; nichts deutet darauf, dass neben dem Gerölle auch Sand oder Schlamm abgelagert worden ist. Die Schichtung ist im Grossen und Ganzen nahezu wagrecht, doch fehlen nie falsch geschichtete Lagen; hier und da kommen auch grössere Partieen mit schräger Schichtung, wie sie

1) Fluvioglaciale Ablagerungen S. 27.

2) A. Baltzer. Der diluviale Aaregletscher. 1896. S. 79.

bei Ablagerungen im rinnenden Wasser z. B. an den Flanken von Kiesbänken entstehen, vor; offenbar handelt es sich hier um Aufschüttungen in toten Winkeln. Schichtstauchungen finden wir in der Nähe der Gletschergebiete fast nie; sie stellen sich erst in namhafter Entfernung vom Gebirge ein. Das Oberflächengefälle des Schotters ist bei den Moränen im Uebergangskegel ein aussergewöhnlich steiles; das dürfte dadurch begründet sein, dass am Eisrande ein jäher Gefällswechsel für die von der Eisoberfläche herabrieselnden Wasser stattfand; es hängt aber auch möglicherweise damit zusammen, dass das Wasser im Schotterfelde teilweise versiegte, um als Grundwasser weiterzufliessen. In beiden Fällen musste es zur Ablagerung von Geröll kommen. In den weiten Feldern mindert sich das Gefälle auf 3—4 ‰. Dieser Gefällswert kehrt mit überraschender Regelmässigkeit in verschiedenen Gebieten rings um die Alpen wieder. Weiter abwärts wird er allmählich geringer und nähert sich mehr und mehr dem geringen der heutigen Flüsse.

Die Gefällsabnahme eines Feldes fluvioglacialer Schotter von den Moränen thalabwärts geschieht allenthalben mit grösster Regelmässigkeit, und alle Stücke einer fluvioglacialen Schotterformation erweisen sich durch ihre Höhenlage als Teile eines Ganzen. Ihre Oberfläche bildet eine Fläche von beinahe geometrisch regelmässiger Gestalt, die wir als Niveau des Schotters bezeichnen wollen. Ist der Schotter durch spätere Erosionen in einzelne Stücke zerschnitten worden, so können wir diese mit Hilfe des Niveaus wiederum miteinander verknüpfen, ist ein Schotterfeld durch Krustenbewegungen deformiert worden, so können wir durch Feststellung der Abweichungen seines Niveaus vom normalen den Betrag der Deformation erweisen. Entsprechend der grossen Bedeutung, welche die Untersuchung der fluvioglacialen Ablagerungen für die ganze Glacialgeologie genommen hat, wird die Verfolgung von Schotterniveaus einen wesentlichen Teil unserer Aufgabe bilden.

Da jedem stationären Zustande eines grossen Gletschers ein Endmoränenwall entspricht, so lehrt die Zusammensetzung eines Moränengürtels aus mehreren Endmoränenwällen, dass während seiner Ablagerung kein absolut stationärer Zustand des Eises herrschte und Schwankungen desselben auftraten. Da ferner jedem Endmoränenwalle eine Schotterablagerung mit eigenem Niveau entspricht, so geht Hand in Hand mit der Auflösung des Moränengürtels in einzelne Wälle die Auflösung des zugehörigen Schotterfeldes in einzelne Teilfelder; aber diese beschränkt sich lediglich auf die Nachbarschaft der Moränen; in meist geringer Entfernung von denselben laufen die Teilfelder in ein einziges grosses Feld zusammen, das seinerseits ebenso dem ganzen Moränengürtel entspricht, wie jedes Teilfeld einem einzelnen Walle, und dessen Schotter das fluvioglaciale Aequivalent der Gesamtheit der Moränen des Gürtels sind. Teilfeld und Moränenwall bilden einen zusammengehörigen Komplex, Gesamtfeld und Moränenbogen eine Serie, welche jeweils einer Glacialzeit entspricht.

In der Art und Weise wie die verschiedenen Moränengürtel und Schotterfelder sich in einzelne Wälle und Teilfelder auflösen, giebt sich eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit zu erkennen, welche von Fall zu Fall zu behandeln ist. Hier sei nur einer mehrfach wiederkehrenden und daher bis zu einem gewissen Umfange typischen Entwicklung gedacht. Gewöhnlich steigt die Hauptfläche des Feldes bis zum äussersten Endmoränenwalle an und gehört daher zum Maximalstande des Eises. Als sich letzteres zurückzog, kam es leicht dazu, dass zwischen ihm und der verlassenen Moräne ein hohler Raum entstand, in dem sich die Schmelzwasser sammelten, bis sie an geeigneter

Stelle den Wall durchbrachen, wobei sie gewöhnlic acuh in dessen Uebergangskegel einschnitten. Sobald der Gletscher wieder stationär wurde und eine neue Endmoräne anhäufte, wurde diese Ausflussrinne neuerdings verschüttet: es entstand ein Teilfeld, das in der Regel tiefer liegt als die Hauptfläche. So ging es fort; der Serie der Moränenwälle entspricht eine Serie terrassenförmig nebeneinander gelegener, gleichsam ineinander eingeschachtelter Teilfelder, die häufig schon unweit des Uebergangskegels ineinander münden. Manchmal aber wurde auch der zwischen den beiden Moränenwällen gelegene Hohlraum bis zur Höhe des ersten Uebergangskegels aufgeschüttet, und es kam das jüngere Teilfeld über dem älteren zu liegen, was sich dann gewöhnlich in einer auffällig steilen Neigung des neu entstandenen dokumentiert. In manchen Gegenden, wo die Moränengürtel schmal sind, wie in Oberbayern, ist die Auflösung der Schotterfelder nicht bedeutend und lässt sich leicht überblicken; in anderen, wo die Wälle des Gürtels, wie in der Nordschweiz fast die Regel, weit auseinandertreten, kann die Entwicklung der Teilfelder beträchtliche Dimensionen annehmen.

Der Formenschatz der eiszeitlichen Glacialformationen der Alpen wurde zuerst in Oberitalien gewürdigt. Hier sind die einzelnen Wälle eines Moränengürtels ähnlich den Sitzreihen des Amphitheaters angeordnet und umgeben einen See oder eine Schotterfläche, der Arena des Theaters entsprechend. Hier hat sich die Bezeichnung „Moränenamphitheater" für Moränengürtel und Zungenbecken eingebürgert. Die Unterscheidung der drei einzelnen Glieder einer Glacialserie wurde 1882 im deutschen Alpenvorlande durchgeführt (V. D. A. S. 123. 145.). Damals wurden Schotterfläche, Endmoränenzone und Zentraldepression unterschieden. Wir haben hier den Ausdrücken für die einzelnen Glieder eine praecisere Fassung gegeben; wir vermeiden die Benennung Zentraldepression, da sie das Verhältnis des Beckens zur Gletscherzunge nicht klar hervortreten lässt und ausserdem, weil das Wort Depression mehr und mehr zur Bezeichnung von Einsenkungen der Landoberfläche unter den Meeresspiegel verwendet wird. Die Unterscheidung der drei Glieder wurde dann im „Système glaciaire" schärfer formuliert, wobei auf ihr regelmässiges Zusammenvorkommen, sowie auf das Verhältnis von Oberflächenform und Struktur Gewicht gelegt wurde. Zugleich wurde auch die Unterscheidung von Komplexen und Serien aufgestellt, zunächst zur Bezeichnung des Verhältnisses von Schottern und Endmoränen. Da aber letztere innig geknüpft sind an die Grundmoränen, wird nunmehr die Bedeutung beider Begriffe weiter gefasst und zur Bezeichnung der Ablagerungen eines stationären Gletschers oder eines längeren beinahe stationären Zustandes verwendet. Da die fluvioglacialen und glacialen Ablagerungen jeweils bestimmte Oberflächenformen haben, so verwenden wir die Ausdrücke Komplex und Serie sowohl zur Benennung von Ablagerungen wie auch der zugehörigen Formen.

System der Glacialbildungen.

Die eiszeitlichen Glacialformationen der Alpen bestehen nicht lediglich aus einer einzigen Serie, sondern zerfallen in deren mehrere. In den Zungengebieten wiederholt sich dieselbe Vereinigung von glacialen und fluvioglacialen Formationen in der Regel viermal und bildet das System der alpinen Glacialbildungen, das dem Eiszeitalter entspricht. Im grossen und ganzen stehen die einzelnen Moränengürtel und zugehörigen Schotterfelder in einer ähnlichen Beziehung zu einander, wie die einzelnen Moränenwälle und Teilfelder ein und derselben Serie. Meist liegen die Gürtel hintereinander, und die zu ihnen gehörigen Schotterfelder staffelförmig nebeneinander, etwa so wie verschiedene terrassenförmig angeordnete Teilfelder. Aber das Verhalten beider ist ein verschiedenes. Während die einzelnen Teilfelder sich bald vereinigen, können wir die Felder der verschiedenen Serien sehr weit verfolgen: sie treffen sich erst in grosser Entfernung von den Alpen. Ferner unterscheiden sich die einzelnen verschieden alten Moränengürtel durch sichtbare Züge ihres Alters. Frisch steht der der jüngsten Serie da. Seine Moränenwälle schmiegen sich bald aneinander und entfernen sich bald wieder voneinander, sie bilden insgesamt die Moränenlandschaft im Sinne Desors. Bei den älteren Gürteln

ist dies nicht mehr der Fall. Die charakteristischen Formen sind um so mehr verwaschen, je älter der Gürtel ist. Wohl leuchten in der Oberflächengestalt der mittelalten noch die Züge der Hauptwälle hindurch, und noch folgen die Flüsse den Moränenthalungen, aber alles ist bereits in das Bereich der gleichsinnigen Abdachung durch rinnendes Wasser einbezogen; es fehlen die kleinen Seen zwischen den Wällen, die Tümpel und mit wenigen Ausnahmen auch die Moore. In den ganz alten Gürtelstücken sind aber auch die leisesten Anklänge an die früheren Moränenformen verwischt, selbst die Flusssysteme verraten sie nicht mehr, eine typische reife Thallandschaft liegt vor, in welcher die einzelnen Moränen nicht mehr durch ihre Form, sondern nur durch ihre petrographische Beschaffenheit voneinander getrennt werden können. In ausgezeichneter Weise entspricht das geologische Alter der Gürtel dem morphologischen Alter ihrer Formen; seit langem schon hat man durch Unterscheidung des verschiedenen Alters der Oberflächenformen Jung- und Altmoränen unterschieden.

Hand in Hand mit diesen morphologischen Zügen verschieden hohen Alters der Moränengürtel gehen solche bei ihren Schotterfeldern. Die älteren sind mehr zerstückt und zerschnitten als die jüngeren. Wo sie weit ausgedehnt waren, sind sie von Thälern zerfurcht und in Platten zerlegt worden, wo sie in Thälern lagern, sind sie durch das Einschneiden der Flüsse in Schotterterrassen verwandelt worden, welche staffelförmig nebeneinander liegen. Jedoch macht sich bei ihnen das Altern der Formen bei weitem nicht so auffällig geltend, wie bei den Moränen; Schotter sind in hohem Masse permeabel, sie schlucken das auf sie gefallene Wasser auf und unterbinden damit die Entfaltung seiner oberflächengestaltenden Thätigkeit, sie bewahren deshalb viel besser ihre Oberflächenformen als die meist undurchlässigen Moränen, und selbst die ältesten gestatten noch die Verfolgung ihrer Niveaus. Aus diesem Grunde leisten die einzelnen fluvioglacialen Formationen so ausgezeichnete Dienste bei Trennung der einzelnen glacialen.

Nicht bloss in der äusseren Form, sondern auch in der Beschaffenheit ihres Materiales äussert sich die Altersverschiedenheit der einzelnen Serien glacialer und fluvioglacialer Bildungen. Die jüngsten sind nur wenig verwittert, ihr frisches Material reicht bis dicht an die Landoberfläche, die anderen sind um so tiefgründiger verwittert, je älter sie sind. Locker und lose sind in der Regel die Moränen und Schotter der jüngsten Serie, während die der älteren gewöhnlich verfestigt sind. Doch kommt diesen Kriterien nur durchschnittlicher Wert zu. Hier und da sind die Ablagerungen der jüngsten Serie, namentlich wenn sie ausschliesslich aus Kalken zusammengesetzt sind, bereits stark verkittet, manchmal sind die der ältesten noch auffällig locker und unverwittert. Für alle diese Veränderungen kommt eben nicht bloss das Alter, sondern auch die Intensität der Wasserwirkungen im Boden und die Widerstandsfähigkeit des Materiales dagegen in Betracht. Auch das Alter der Formen liefert für Unterscheidung der einzelnen Serien nicht allenthalben Argumente von wünschenswerter Klarheit, und ihre Trennung ist angesichts ihrer gleichartigen Entstehung und der zwar von Ort zu Ort wechselnden, aber an derselben Stelle ungemein gleich bleibenden Zusammensetzung eine vielfach schwierige Aufgabe, die nur durch die Benutzung aller einschlägigen Argumente gelöst werden kann.

Darstellung durch Aufrisse.

Leitend ist dabei die Verfolgung der einzelnen Schotterniveaus. Sie senken sich in bestimmten Gebieten in der Regel in einer bestimmten Richtung. Dies benutzen wir,

um sie graphisch zur Darstellung zu bringen. Wir projizieren die Schottervorkommnisse eines Gebietes auf eine lotrechte Ebene, welche ihrer Fallrichtung folgt. Wir erhalten so einen Aufriss, in welchem die in verschiedener Höhe gelegenen Schotterfeldstücke übereinander erscheinen und miteinander mit Hilfe der Niveaus, die sie zum Ausdrucke bringen, verknüpft werden können. Mit den Oberflächen bringen wir soweit als möglich die Sohlen zur Darstellung, und zwar zeichnen wir alle projizierten Oberflächenstücke mit stärkeren Linien, die dort unterbrochen werden, wo es sich um hypothetische Kombinationen handelt, während wir die projizierten Schottersohlen und andere Schichtgrenzen durch dünne Linien wiedergeben. Im allgemeinen wird die Darstellung so durchgeführt, dass das tiefste Schotterniveau vor den höheren gezeichnet wird, so dass wir die Sohle eines höheren Schotters, die unter der Oberfläche eines tieferen liegt, nicht darstellen. Um sie jedoch erforderlichen Falles ersichtlich zu machen, unterbrechen wir die Darstellung des tieferen Schotters an der betreffenden Stelle. Es bedarf wohl keines besonderen Hinweises, dass unsere Aufrisse eine andere Würdigung erheischen, wie geologische Profile. Nur die Ablagerungen, welche durch zarte Linien gegeneinander abgegrenzt werden, liegen übereinander, die durch dicke Linien begrenzten nebeneinander[1]).

Komplexe und Serien von glacialen und fluvioglacialen Ablagerungen sind Erscheinungen derselben Art aber verschiedener Grössenordnung. Ein Komplex entspricht einem kürzeren stationären, eine Serie einem längeren, beinahe stationären Zustande eines Gletschers. Deuten die verschiedenen Komplexe einer Serie auf kleinere Schwankungen derselben Vergletscherung während einer Eiszeit, so weisen die zum Systeme der Glacialbildungen zusammentretenden Serien auf grössere, länger anhaltende Schwankungen der Vergletscherungen während des Eiszeitalters. Wie gross diese Schwankungen waren, lässt sich aus der Beschaffenheit der Serien nicht entnehmen und nur indirekt entscheiden. Wir müssen die Aufmerksamkeit zu diesem Behufe auf die Zwischenbildungen zwischen den Serien lenken, um aus ihrer Beschaffenheit Schlüsse auf den klimatischen Zustand zur Zeit ihrer Entstehung zu machen. Während der Ablagerung einer Serie muss das Klima ein anderes gewesen sein als heute, wobei wir vor der Hand unentschieden lassen, ob es bloss kälter oder bloss feuchter oder endlich beides war. Der Vergleich der damaligen Schneegrenze mit der heutigen giebt uns das alleinige Mass für den Betrag der Abweichung. Ist nun die Beschaffenheit der Zwischenbildungen mit einer solchen vereinbar oder nicht? Konnten namentlich die Organismen, deren Resten wir in ihnen begegnen, bei einer so tiefen Lage der Schneegrenze existieren?

Die Beantwortung dieser Fragen wird ergeben, dass die Zwischenbildungen auf wesentlich andere klimatische Zustände deuten, wie die Serien. Letztere treten uns als die Ablagerungen von Glacialzeiten mit glacialem, die Zwischenbildungen dagegen als solche von Interglacialzeiten mit anderem Klima entgegen. Wir bezeichnen dabei als glaciales Klima dasjenige, welches durch eine so tiefe Lage der Schneegrenze charakterisiert ist, dass sich die Vergletscherungen bis in die fernsten Zungengebiete, die grösstenteils am Fusse der Alpen liegen, auszudehnen vermochten. Zwischen diese Glacial- und Interglacialzeiten, welche jeweils durch bestimmte klimatische Zustände ausgezeichnet waren, schalten sich Uebergangszeiten ein, charakterisiert durch das

1) Solche Aufrisse wurden u. a. von Aeppli verwendet. Erosionsterrassen und Glacialschotter u. s. w. Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz XXXIV. Er nennt sie Längsprofil und zeichnet sie in grösserem Massstabe als hier in Rücksicht auf Raumverhältnisse möglich ist.

Wachstum oder das Schwinden einer grossen Vergletscherung, also durch bestimmte Klimaänderungen. Aber die Richtung dieser Klimaänderungen war ebensowenig eine ununterbrochene, wie der glaciale oder interglaciale Klimazustand ein konstanter. Vielmehr erfolgten unablässig kleinere Schwankungen der wachsenden, schwindenden oder nahezu stationären Gletscher. Wir werden sie allerdings nicht für das ganze Eiszeitalter erweisen können, aber sie wenigstens für die letzte Eiszeit und die Uebergangszeit zur Gegenwart, sowie diese letztere selbst bestimmt feststellen können.

Es erhellt aus dem Vorangehenden, dass nicht jede zwischen Glacialformationen eingeschaltete Ablagerung als interglaciale zu gelten hat. Ein zwischen Moränen gelagerter Schotter kann ebensogut zwischen zwei recht unbedeutenden Schwankungen derselben Vergletscherung, wie auch zwischen zwei verschiedenen Eiszeiten aufgeschüttet worden sein. Im ersteren Falle ist er ein Glied einer glacialen Serie, im letzteren nicht. Welche von beiden Auffassungen zutrifft, kann nur von Fall zu Fall entschieden werden. Unsere Untersuchung hat daher immer aufs neue festzustellen, ob blosse glaciale Komplexe oder ganze Serien vorliegen, und zwar gilt dies nicht bloss von den Ablagerungen, sondern auch von den Formen. Wiederholt wird uns zu beschäftigen haben, ob einzelne Moränenwälle, oder verschiedene Moränengürtel, ob nur Schotterflächen oder ganze Felder vorliegen. Hier möglichst allgemeingültige Argumente zu gewinnen, wird eine unserer wichtigsten Aufgaben sein. Um zu zeigen, wie wir dabei vorgehen, werden wir bei den Gebieten, welche uns den Schlüssel zum Verständnis des Ganzen gaben, eingehender verweilen. Sie liegen in den nördlichen Ostalpen und ihrem Vorlande.

Erstes Buch.

Die Eiszeiten in den nördlichen Ostalpen.

Von **Albrecht Penck.**

Einführender Überblick.

Übersicht der Gletscherentwicklung. Die Moränen- und Schottergebiete des nördlichen Alpenvorlandes. Geschichtliches über die Erforschung der Glacialbildungen des nördlichen Alpenvorlandes.

Übersicht der Gletscherentwickelung.

Drei grössere Flüsse: Inn, Salzach und Enns entströmen den nördlichen Ostalpen. In ausgedehnten Längsthälern sammeln sie die zahlreichen Gerinne der Zentralalpen und durchbrechen sodann die vorgelagerten nördlichen Kalkalpen. Die Längsthäler sind gegeneinander geöffnet und bilden eine grosse Thalflucht; die Kalkalpen werden ferner neben den Durchbrüchen unserer Flüsse durchsetzt von weiteren zahlreichen Querthalstrecken, welche wie Torsos früherer Durchbrüche gegen die Längsthalflucht weit geöffnet sind. Diese Anordnung ist bedeutungsvoll für die eiszeitliche Vergletscherung. In der Längsthalflucht staute sich das Eis an und bildete eine einzige zusammenhängende Masse, die vom Arlberge bis zum Schoberpasse reichte. Im Inn- und Salzachgebiete war es so hoch angeschwollen, dass es leicht in die gegen Süden geöffneten Querthäler der Kalkalpen eindringen konnte und sich dadurch zu den Durchbruchthälern zahlreiche weitere Abflusskanäle zum Alpenvorlande gewann. Es durchmass dieselben allesamt mit starkem Gefälle; die Kalkalpen bildeten ein Wehr, das die Eismassen der Zentralalpen rückstaute und von ihnen in einzelnen Überfällen überschritten wurde. Sie erreichten, verstärkt um die Gletscher der Kalkalpen das nördliche Alpenvorland in einzelnen Strömen, die sich fächerförmig ausbreiteten. Dabei verwuchs das in einzelne Zweige zerlegt gewesene Eis neuerlich zu einer grossen zusammenhängenden Masse, einer Vorlandsvergletscherung. Diese war in ihrer Entwickelung nicht durch den Oberflächenbau des Landes gehindert und breitete sich so weit aus, wie es ihren Zuflussverhältnissen entsprach. Wo sie am reichlichsten gespeist wurde, reichte sie am weitesten nach Norden; zwei riesige Gletscherzungen breiteten sich fächerförmig vor dem Ausgange des Inn- und Salzachdurchbruches aus; die zahlreichen Zweige des Inngletschers, welche in die nördlichen Kalkalpen eingedrungen waren und sich im Isargebiete verbreitet hatten, erreichten das Vorland so dicht nebeneinander, dass sie sich in ihrer Entfaltung hinderten, sie drängten nebeneinander vorwärts und bildeten insgesamt eine grosse, nur wenig gelappte Zunge, die wir als die des Isargletschers bezeichnen. Auch die dem Iller- und Lechthale entströmenden Eismassen hinderten sich gegenseitig in ihrer Ausbreitung und marschierten parallel vorwärts, aber im wesentlichen auf Zuflüsse aus den Kalkalpen angewiesen, reichten sie bei weitem nicht so weit, wie der von den Zentralalpen ausgiebig gespeiste Isargletscher. So haben wir es denn auf

dem deutschen Alpenvorlande mit drei grossen Gletscherzungen, denen des Isar-, Inn- und Salzachgletschers und den kleineren verwachsenen Zungen des Iller- und Lechgletschers zu thun. Dazu gesellte sich im Westen die breite Zunge des Rheingletschers, die im wesentlichen aus den Westalpen kommend, uns erst im zweiten Buche beschäftigen wird. Während der grössten Vergletscherung hingen diese Gletscherzungen untereinander zusammen, überdies berührte sich im Osten der Salzachgletscher mit dem des Traungebietes im Salzkammergute. Eine zusammenhängende Eismasse erstreckte sich damals am Nordfusse der Ostalpen vom Rhein bis über die österreichische Traun hinaus. Zur Zeit der letzten grossen Vergletscherung wurde dieser Zustand nicht mehr erreicht. Nicht bloss ging im Westen und Osten auf dem Alpenvorlande die Fühlung mit den Nachbargletschern verloren, sondern auch der Kontakt zwischen Isar-, Inn- und Salzachgletscher schwand. Die einzelnen Zungen traten selbständiger auf, die Moränengürtel individualisierten sich mehr.

Im östlichen Teile der grossen Längsthalflucht war, entsprechend der geringeren Höhe des Gebirges, die Eisentwickelung weit geringer. Der Ennsgletscher war zwar noch kräftig genug, um in die ihm offen stehenden Querthäler der nördlichen Kalkalpen einzudringen, aber er konnte die hier von den bedeutenden Erhebungen ausgehenden Eismassen nicht vollständig zur Seite schieben. Er konnte nicht einmal den Fuss der Alpen erreichen und endete selbst zur Zeit der grössten Vergletscherung im Gebirge, während die ihm vorgelagerten und von ihm nur wenig gespeisten Gletscher der nördlichen Kalkalpen im Traun- und Steyrgebiete sich damals noch ziemlich weit in das Alpenvorland hinausschoben; die des Traungebietes erreichten letzteres auch noch während der letzten Vergletscherung. Wir haben es also mit einer merklichen Abstufung in der Gletscherentwickelung im Ennsgebiete im Vergleiche zum Salzach- und Inngebiete zu thun; anstatt einer grossen zusammenhängenden Vergletscherung treffen wir einzelne grosse Thalgletscher. Noch geringer wird dann die Vergletscherung östlich vom Ennsthale. Kein Eisstrom erreichte mehr das Vorland, die grösseren Thäler des Gebirges blieben unvergletschert, es gab nur kleinere Gletscher in demselben.

Die Moränen- und Schottergebiete des nördlichen Alpenvorlandes.

Überall dort, wo die alten Gletscher endeten, treffen wir Moränengürtel. In den Alpen ordnen sie sich der Thalscenerie unter und kommen daher bei weitem nicht so zur Geltung wie auf dem Alpenvorlande, wo sie die massgebenden Züge in der Oberflächengestalt ausgedehnter Gebiete bilden. Hier auch sind die Schotterfelder am stattlichsten entwickelt. Vor dem Iller-Lechgürtel erstrecken sie sich quer durch das ganze Alpenvorland hindurch und verwachsen hier mit den vor dem Gürtel des von den Westalpen gespeisten Rheingletschers zu einer grossen Platte, die wir als Iller-Lechplatte bezeichnen. Weiter östlich treffen wir zwischen den beiden bogenförmigen Moränengürteln des Isar- und Inngletschers ein grosses Schotterfeld, welches ziemlich unverletzt geblieben ist; es bildet die schiefe Ebene von München und zieht sich längs des Isarthales nordwärts. Ein drittes Schottergebiet beginnt zwischen Inn- und Salzachgletscher und zieht sich am Inn abwärts. Wir nennen es Inn-Salzachplatte. Das vierte, gleichfalls von Thälern zerschnittene, erstreckt sich vor den Moränengürteln des Traun- und Steyrgletschers und erfüllt das ganze Alpenvorland zwischen Traun und Enns, weswegen es Traun-Ennsplatte heissen möge. Wir können seine Ausläufer bis an den im Gebirge gelegenen Moränengürtel des Ennsgletschers verfolgen; dadurch eröffnet sich uns die Möglichkeit, die Entwickelung der Schotter ausserhalb und innerhalb der Alpen zu vergleichen und den

Einfluss des Gebirges auf deren Höhenlage näher zu untersuchen. Endlich treffen wir längs der aus den Kalkalpen Niederösterreichs kommenden Traisen wieder auf ein Schottergebiet, das mit dem des Tullnerfeldes oberhalb Wien und durch dieses mit dem des Marchfeldes zusammenhängt. Das ist das Niederösterreichische Schottergebiet, das nirgends unmittelbar mehr an Moränengürtel anstösst und eine wichtige Brücke zwischen den alpinen und ausseralpinen Quartärbildungen darstellt.

Diese fünf grossen Schottergebiete des Alpenvorlandes werden stellenweise durch namhafte Entfernungen voneinander getrennt, aber sie hängen zusammen durch die Donau. Wie innerhalb der Alpen in der grossen Längsthalflucht die Eismassen des Inn-, Salzach- und Ennsgletschers miteinander in Berührung kamen, so vereinigten sich ihre Schmelzwasser an der Stammader des Alpenvorlandes, und die Thalgeschichte vom Oberlaufe des zweitgrössten Flusses von Europa verknüpft sich mit der Glacialgeschichte der nördlichen Ostalpen. Diese durch die Anordnung des Flussnetzes in den nördlichen Ostalpen bedingte Bedeutung unseres Gebietes für die Glacialforschung wird gehoben durch seine senkrechte Gliederung. Die mächtigen Aufschüttungen der alten Gletscher, sowie ihre Schmelzwasser sind gewöhnlich tief durchfurcht von den heutigen Flussläufen und sind daher vorzüglich aufgeschlossen. Wir können daher eine ganze Reihe von Erscheinungen leicht beobachten und vollständiger als sonst die Geschichte des Eiszeitalters entziffern. Dazu kommt, dass jene Aufschüttungen teils im Gebirge, teils in dessen Vorland auftreten, so dass hier die Thatsachen besonders günstig für den Nachweis eines Einflusses tektonischer Vorgänge auf die Entwicklung des eiszeitlichen Formenschatzes liegen.

Ein glücklicher Zufall hat uns gerade die nördlichen Ostalpen samt ihrem Vorlande zum Ausgangsorte unserer Studien über die Eiszeit in den Alpen machen lassen. Hier führte ich 1880 und 1881 die Untersuchungen aus, deren Früchte in meiner „Vergletscherung der deutschen Alpen" niedergelegt sind. Sie betreffen namentlich das Inn- und Isargebiet. Dann setzte ich die Arbeiten im Auftrage des Königlichen Oberbergamtes in München fort. Die Ergebnisse meiner über das ganze bayerische Alpenvorland ausgedehnten Uebersichtsaufnahmen sind nicht veröffentlicht worden, die meiner Spezialaufnahmen in Schwaben auf Blatt XV der geognostischen Karte von Bayern, deren geologisches Kolorit südlich der Donau und westlich der Paar von mir herrührt. 1884 begann sodann Eduard Brückner seine schon erwähnten Forschungen im Salzachgebiete. Inzwischen erstreckte ich die meinen auf das Gebiet des alten „Rheingletschers auf dem Alpenvorlande" (Jahresber. d. geogr. Gesellsch. München XI. 1886. S. 1) und bezog 1887 auch das österreichische Alpenvorland in den Kreis meiner Studien (Das österr. Alpenvorland. Schrift. d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse Wien XXX. 1890 S. 393). Es hat sich seither bei Ausdehnung unserer Untersuchungen über die ganzen Alpen gezeigt, dass kein zweites Gebiet gleich gut für die Erforschung des alpinen Glacialsystems geeignet ist. Ich bin daher immer von neuem wieder zu ihm zurückgekehrt, wozu mir meine Thätigkeit bei der Commission zur naturwissenschaftlichen Erforschung des Bodenseegebietes vielfach Anregung bot. Ich habe meine Studien dort und, nach Erscheinen der neuen Positionsblätter 1:25000 von Bayern, namentlich im Bereiche des Iller- und Lechgebietes wesentlich ergänzt; ferner habe ich an der Hand von photographischen Kopien der im Alpenvorlande vortrefflichen Originalaufnahme 1:25000 der österreichisch-ungarischen Spezialkarte meine Untersuchungen im Traun- und Ennsgebiete des Alpenvorlandes, sowie in vielen Thälern der Kalkalpen vervollständigt. Weil seine Glacialbildungen geradezu typisch genannt werden müssen, beginnen wir die Betrachtung über die Eiszeit der Alpen im nordöstlichen Teile des Gebirges. Hier haben wir die grösste Summe von einzelnen Ergebnissen mitzuteilen, welche unsere früheren Darlegungen stellenweise berichtigen und in solchem Umfange erweitern, dass eine neue monographische Behandlung des Gegenstandes gerechtfertigt erscheint.

Gliederuug des Stoffes.

Der Gang unserer Betrachtung ist durch die eingangs dargelegte Thatsache be-

stimmt, dass die reichste Gliederung der Glacialgebilde in den Ablagerungsgebieten der alten Gletscher zu gewinnen ist. Wir gehen deswegen von den Schottergebieten aus, und schreiten dann zu den Zungengebieten und schliesslich zu den Wurzeln der alten Gletscher fort. Dieser Weg führt uns zunächst auf das Alpenvorland. Hier liegen die meisten Zungengebiete mit ihren Schotterrändern. Wir lernen sie hier in ihren reinsten Typen kennen; denn auf dem fast ebenen Gelände vor den Alpen war die Entwickelung der alten Gletscher nicht so behindert wie im Gebirge und fand überdies auf wenig disloziertem Boden statt, so dass hier der Einfluss gebirgsbildender Kräfte auf die Oberflächengestaltung nur ein sehr unbedeutender und verhältnismässig leicht nachweisbarer ist. Dann treten wir in das Gebirge ein, verfolgen die Bahnen, welche die Gletscher während der Eiszeiten einschlugen und lernen ihre charakteristischen morphologischen Züge kennen. Scheiden sich zwar im allgemeinen Alpenvorland und Alpen in Bezug auf die Entwickelung des Glacialphänomens in der angedeuteten Weise, so ist doch diese Trennung keine vollkommen scharfe. Wir sehen vielmehr je weiter wir nach Osten gehen um so mehr die Zungen der eiszeitlichen Gletscher im Gebirge stecken bleiben, und treffen hier dann in den Thälern eigenartig modifizierte Zungenbecken und Schotterfelder. Wir schliessen ihre Betrachtung an die des Alpenvorlandes unmittelbar an. Sie ermöglichen uns den Umfang kennen zu lernen, in welchem die Entwicklung der Glacialbildungen durch ihre jeweilige Umgebung bestimmt wird, und dadurch werden wir in die Lage versetzt, die Glacialablagerungen des Gebirges oberhalb der grossen Zungenbecken des Vorlandes zu deuten, die uns die Chronologie der Postglacialzeit liefern.

Geschichtliches über die Erforschung der Glacialbildungen des nördlichen Alpenvorlandes.

Das nördliche Vorland der Ostalpen dankt seine Oberflächengestaltung im grossen Umfange den alten Gletschern; es birgt ausser den eben genannten Gliedern der alten Gletscherzungen nur noch eine Landschaftsform, die eines durch Reife ausgezeichneten Hügellandes tertiärer Schichten. Frühe schon ist man dieser einzelnen Züge gewahr geworden. J. F. Weiss (Südbayerns Oberfläche nach ihrer äusseren Gestalt. München 1820.) hat sie bereits 1820 in einer für jene Zeit überraschenden Schärfe für Südbayern auseinandergesetzt, und ebenso wurden sie in dem ausgezeichneten Werke von Eduard Schwarz (Reine natürliche Geographie von Württemberg. Stuttgart 1821.) im südlichen Württemberg klar gesondert. Später wurden sie von Fr. Wilh. Walther (Topische Geographie von Bayern. München 1844. S. 93.) neuerlich mustergültig für das südliche Bayern dargestellt. Aber es brauchte lange, bis man zu einer richtigen genetischen Auffassung des Ganzen kam. Zwar hat schon 1833—1836 Karl Schimper in München, wie Otto Volger (Leben und Leistungen des Naturforschers Karl Schimper. 3. Aufl. 1889 S. 37, besonders S. 47.) berichtet, angesichts der Ablagerungen im Würm- und Isarthale die Lehre von der Verbreitung grosser alter Gletscher entwickelt, aber sie nicht selbst veröffentlicht. Erst 1873 wurde hier der Versuch unternommen, die Züge der Tertiärhügellandschaft durch Wasserwirkungen, die der Moränengürtel und Zungenbecken durch Annahme einer Vergletscherung zu erklären. Hauptmann F. Stark (Die bayerischen Seen und die alten Moränen. Zeitschr. d. D. u. Oe. Alpenvereins V. 1873 S. 67.) that dies, bemerkenswerterweise ausschliesslich und allein im Anschlusse an die Oberflächenformen des Alpenvorlandes, und kam auf Grund einer feinfühligen Würdigung derselben zu Folgerungen, die mit denjenigen, zu welchen wir nunmehr gelangen, in den wesentlichen Punkten übereinstimmen. Bald darnach und zwar unabhängig von Stark, gab endlich K. A. Zittel (Ueber Gletschererscheinungen in der bayerischen Hochebene. Sitzber. math-phys. Cl. Akad. München 1874 S. 252.) den geologischen Beweis für die Ausdehnung der alten Gletscher in Oberbayern, indem er Moränen mit gekritzten Geschieben sowie Gletscherschliffe nachwies. Erheblich früher schon waren die Gletscherspuren im württembergischen Anteile des Alpenvorlandes bekannt geworden, zunächst durch Schweizer, wie A. Guyot (Note sur le bassin erratique du Rhin. Bull. Soc. Sc. nat. Neuchatel 1845.), dann namentlich durch Steudel (Über die Heimat der oberschwäbischen Geschiebe. Württemberg. naturw. Jahreshefte XXII. 1866 S. 104. Notice sur le phénomène erratique au Nord du lac de Constance.

Arch. d. Sc. phys. et nat. Genève, XXIX. 1867.) und schliesslich gelegentlich der Arbeiten für die geognostische Spezialkarte von Württemberg durch H. Bach (Die Eiszeit. Ein Beitrag zur Kenntnis der geologischen Verhältnisse von Oberschwaben. Württemb. naturw. Jahreshefte XXV. 1869 S. 113.) auf Grund der Aufnahmen von J. Hildenbrand. Gerwig (Das Erratische in der badischen Bodenseegegend. Verh. naturw. Verein. Karlsruhe V. 1871. S. 89—105.) und Probst (Beitrag zur Topographie der Gletscherlandschaft in württembergisch Oberschwaben. Württemb. naturw. Jahreshefte XXX. 1875. S. 40.) lieferten weitere Beiträge; die geognostische Karte von Württemberg bringt das ganze oberschwäbische Gebiet, unter genauer Ausscheidung der Moränen zur Darstellung.

Ist der Nachweis von Glacialablagerungen auf dem nördlichen Alpenvorlande erst verhältnismässig spät erbracht, so ist auch erst sehr spät die eine richtige Abgrenzung der morphologisch sich scharf scheidenden fluvioglacialen und jungtertiären Bildungen durchgeführt worden. Bei der geognostischen Aufnahme Bayerns sind die Quartärablagerungen anfänglich zu weit ausgedehnt worden, und umgekehrt wurden in Oesterreich die Neogenbildungen viel zu umfangreich kartiert. Geologische Übersichtskarten, wie z. B. v. Dechen's Geologische Karte von Deutschland (2. Ausgabe 1880) zeigen daher für das deutsche Alpenvorland eine wesentlich andere Darstellung als für das österreichische. In meinem Vortrage über das österreichische Alpenvorland habe ich diese Differenzen aufgeklärt, und seither hat die internationale geologische Karte von Europa (Blatt C V) die erste richtige übersichtliche geologische Darstellung des Alpenvorlandes gegeben.

I. Kapitel.

Die Schottergebiete des nördlichen Alpenvorlandes.

I. Die Iller-Lechplatte.

Einleitende Übersicht. Die vier Felder von Memmingen. Das südliche Profil. Das nördliche Profil. Vergleich der beiden Profile. Die vier Schotter. Gefällsverhältnisse. Mächtigkeitszunahme nach Süden. Verknüpfung mit Moränen. Sohlengefälle.

Einleitende Übersicht.

Zwischen Iller und Lech zeigt das deutsche Alpenvorland am reinsten die Oberflächengestalt einer Platte. Breite Flachthäler, deren Parallelismus von Peschel[1]) hervorgehoben wurde, durchziehen (vgl. d. Kärtchen Fig. 7 S. 51) sie in südnördlicher Richtung zur Donau, die Riedel zwischen ihnen — so nannten wir die zwischen den Thälern befindlichen zungenförmigen Höhen[2]) —, welche sichtlich aus einem grossen Felde herausgeschnitten sind, besitzen tafelförmige Oberflächen. Beide, Thalsohlen und Riedel, steigen alpenwärts an, die letzteren mehr als die ersteren, nämlich bis über 800 m, so dass die relativen Höhen der Landschaft zunehmen, bis wir zu einer Linie gelangen, die etwas südlich von Memmingen und Kaufbeuren bis gegen Schongau am Lech verläuft. Da bricht die Platte jäh nach Süden ab gegenüber dem tieferen Moränenengelände des Iller- und Lechgletschers. Im Westen greift sie unfern Memmingen ein Stück weit auf das linke Illerufer über und reicht, an den Moränengürtel des Rheingletschers gelehnt, bis zur Riss; im Osten bezeichnet der Lech bis unterhalb Augsburg ihre Grenze; sie stösst hier an die linke Flanke der Isargletscherzunge. Unterhalb Augsburg tritt sie auf das rechte Lechufer über und deckt die bis ans Donaumoos reichenden Höhen. Im Norden wird sie von

1) Neue Probleme der vergleichenden Erdkunde. 2. Aufl. 1876 S. 142 (Über den Bau der Ströme in ihrem mittleren Laufe. Ausland 1866.)

2) Thalgeschichte der obersten Donau. Schrift. d. Ver. f. Gesch. d. Bodensees XXVIII. 1899. S. 117.

dem zwischen 400 und 500 m Höhe gelegenen Laufe der Donau begrenzt; hier wird sie vom sanft ansteigenden Jura namhaft überragt, während sie bemerkenswerterweise höher liegt als die Tertiärhügel an ihren Seiten, links der Riss und rechts vom Leche unterhalb Augsburg. Im grossen und ganzen wird ihre Lage dadurch gekennzeichnet, dass sie sich zwischen den Zungen des Rhein- und Isargletschers erstreckt.

Die nähere Untersuchung der Iller-Lechplatte wurde in dem links der Riss gelegenen Gebiete begonnen. Es ist auf den von J. Hildenbrand aufgenommenen Blättern Ehingen, Biberach, Laupheim und Ochsenhausen der geognostischen Spezialkarte von Württemberg 1875 ziemlich eingehend dargestellt worden. Die Karte trennt auf dem Alpenvorlande im wesentlichen drei Gebiete: Jungmoräne, Altmoräne mit Nagelfluhbildungen sowie diluvialen Kies und Lehm. Die beiden letzteren und Thalkies sind die einzigen Ausscheidungen im Bereiche der Platte; eine Parallelisierung der hier nachweisbaren Schotterhorizonte mit denen des angrenzenden Gebietes der Altmoräne wurde nicht unternommen. Die Begleitworte, von A. v. Quenstedt herrührend (Stuttgart 1876), erwähnen nur Rotkies und verweisen ihn in das Liegende der Altmoräne, deuten aber an, dass er wie ein Gletschergebilde auftritt, und dass bei seiner Ablagerung schon Eismassen mitgewirkt haben könnten, weswegen man, wie erwähnt wird, auf eine dritte Vergletscherung schliessen könnte. Der Weisskies, den Bach als Ablagerung von Gletscherschmelzwassern deutete, wird nicht besprochen, doch macht die Darstellung des Thalkieses auf den Karten unzweifelhaft, dass er als Fluvioglacialbildung betrachtet worden ist.

In Bayern unterschied ich 1882 im Bereiche der Iller-Lechplatte diluviale Nagelfluh und Unteren Glacialschotter, deren Lagerungsverhältnisse ich in einem Profile von Grönenbach bis Schongau darstellte, und die ich beide als fluvioglaciale Gebilde deutete (V. D. A. S. 254. Taf. II Fig. 7); ferner erwähnte ich, dass ausserdem noch ein dritter, der mittlere Liegende Schotter, ebenfalls fluvioglacialen Ursprungs, in Bayerisch-Schwaben vorkommt (ebenda S. 290). Ich habe diese drei Schotter später vom älteren zum jüngeren als Decken-, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter (Periodizität der Thalbildung. Verhdgn. Ges. f. Erdk. Berlin XI. 1884 S. 39.) bezeichnet und einige Angaben über deren Verbreitung gemacht. Sie wurde in Gümbels grosser geognostischer Karte von Bayern Blatt XV Ingolstadt nach meinen, Blatt XVI Nördlingen nach v. Ammons Aufnahmen dargestellt; 1893 konnte ich gelegentlich einer Exkursion des X. Deutschen Geographentages nach württembergisch Oberschwaben zeigen, dass auch hier drei verschiedene Schotter zu unterscheiden sind (Bericht über die Exkursion des X. Deutschen Geographentages nach Oberschwaben und dem Bodensee. Verhdgn. X. Deutsch. Geographentag 1893 S. 216.).

Die vier Felder von Memmingen.

Den Aufbau der Lech-Illerplatte lernen wir am besten in der Gegend der alten Reichsstadt Memmingen kennen. Sie liegt (vergl. Fig. 2) unweit der Iller auf jenem weiten Schotterfelde, das den Fluss von Ulm an aufwärts begleitet und oberhalb Memmingen einen Ausläufer in ein breites Seitenthal hinein entsendet. Hier fehlt ein grösseres Gerinne; es ist das Memminger Trockenthal. Sein Boden wird vom Memminger Felde gebildet, dessen Ausläufer wir an der Iller aufwärts und abwärts verfolgen können. Blicken wir von der Stadt südwärts, so sehen wir den Riedel zwischen dem Iller- und dem Trockenthal stufenförmig ansteigen. Sein äusserstes Ende westlich Memmingen bildet ein weites, lehmbedecktes Feld, welches das Memminger um nur 20 m überragt; die Eisenbahn nach Leutkirch umgeht es im Norden, die Strasse überschreitet es in der Richtung auf Volkratshofen. Es liegt fast in seiner ganzen Ausdehnung unter dem Pfluge: die Ortschaften sind an seinen Steilrand gerückt, nur ein Weiler, Hitzenhofen, liegt mitten auf ihm; wir wollen es darnach Hitzenhofener Feld nennen. Die nächste Stufe liegt 60 m höher und ist grösstenteils mit Wald bedeckt; sie heisse nach dem an ihrem Abfalle gelegenen Markte Grönenbach Grönenbacher Feld. Dieses bildet seinerseits eine ebensolche schmale Zunge zwischen den südlichen Ausläufern des Hitzenhofener Feldes, wie dieses zwischen denen des Memminger Feldes. An seiner Westseite

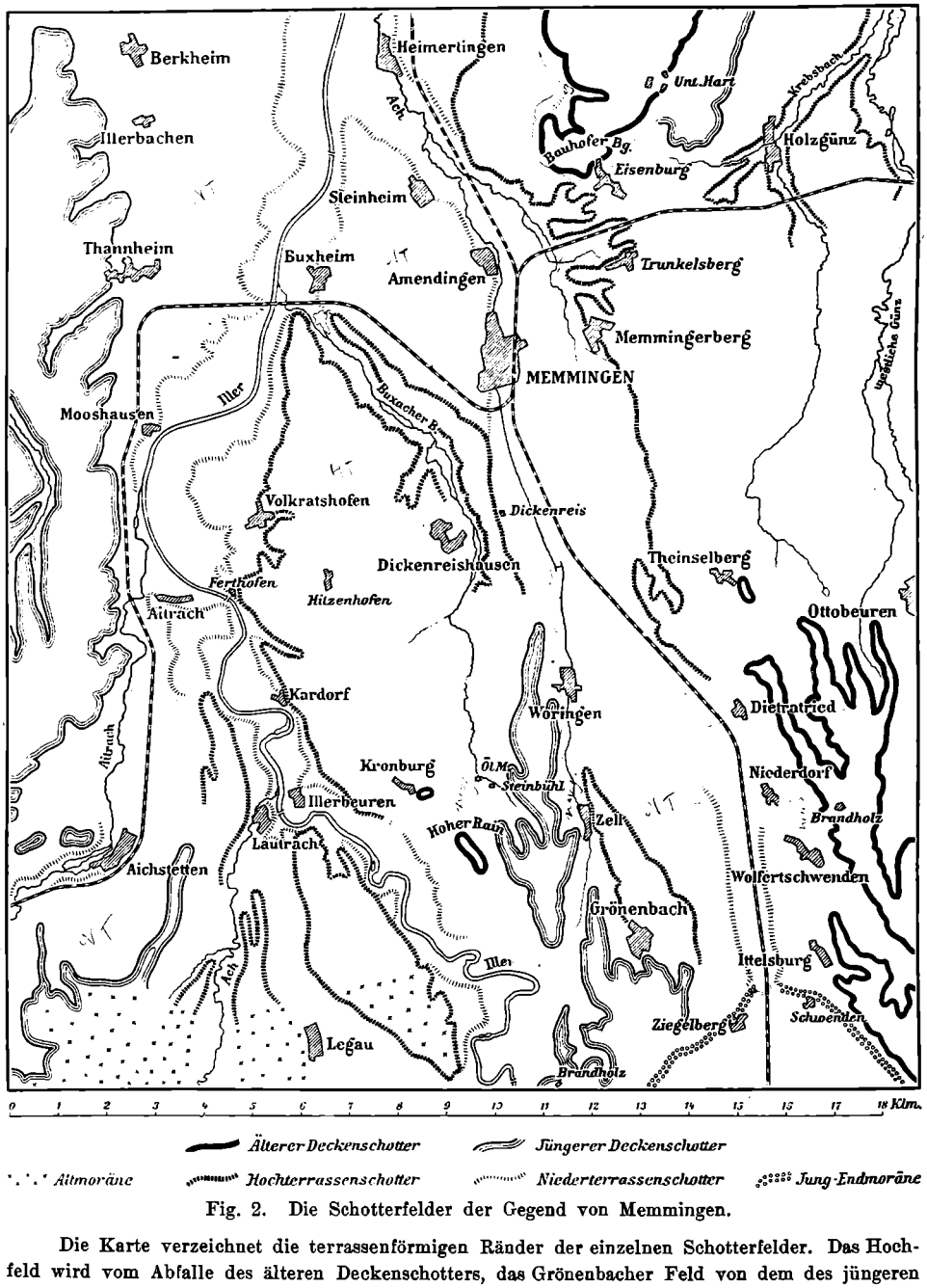


Fig. 2. Die Schotterfelder der Gegend von Memmingen.

Die Karte verzeichnet die terrassenförmigen Ränder der einzelnen Schotterfelder. Das Hochfeld wird vom Abfalle des älteren Deckenschotters, das Grönenbacher Feld von dem des jüngeren Deckenschotters umspannt. Das Hitzenhofener Feld wird vom Rande der Hochterrasse, das Memminger von dem der Niederterrasse begrenzt. Da die drei älteren Felder mit Lehm bedeckt sind, so stellen ihre auf der Karte angegebenen Ränder zugleich auch die Verbreitung ihrer Schotter dar. Der Niederterrassenschotter hingegen nimmt auch die Oberfläche des Memminger Feldes und vielfach auch den Boden der darein eingeschnittenen Thäler ein.

erheben sich zwei Einzelberge; der nördliche trägt das Schloss Kronburg (744 m), der andere ist der wenig höhere Hohe Rain (755 m). Stehen wir auf letzterem, so erhalten wir den Eindruck, dass wir uns auf dem spärlichen Reste einer Hochfläche befinden welche das Grönenbacher Feld noch um mindestens 40 m überragt. Nach Westen hin bis jenseits der Iller sehen wir ausschliesslich auf niedrigeres Land, ostwärts aber erkennen wir im rechten Gehänge des Memminger Trockenthales den Abfall einer gleichhoch gelegenen Fläche. Sie ist das Hochfeld.

Jedes dieser staffelförmig übereinander liegenden Felder wird von Schottern alpinen Ursprungs zusammengesetzt, deren Mächtigkeit durchschnittlich geringer ist als der Höhenabstand zweier benachbarter Felder. Es kommt daher an ihren Steilrändern unter dem Schotter das kontinentale Mittelmiocän zum Ausstriche; steigen wir vom untersten zum obersten Felde empor, so passieren nacheinander drei verschiedene Tertiärvorkommnisse. Zahlreiche Kiesgruben lassen erkennen, dass das Memminger Feld aus grobem alpinen Schotter zusammengesetzt wird. Gleiches erweisen die Gruben zwischen Memmingen und Volkratshofen für das Hitzenhofener Feld; der Schotter wird lediglich an dessen Rand ausgebeutet, in der Mitte liegt er zu tief unter Lehmbedeckung, welch letztere früher bei Ruf in einer Ziegelei ausgebeutet wurde. Unter dem Schotter streicht allenthalben am Rande des Feldes Miocän meist in Gestalt von Mergeln aus, gewöhnlich ist es durch Quellen oder sumpfige Flächen angedeutet; südlich von Buxheim ist es an der Iller und Buxach blossgelegt. In Bezug auf ihre Zusammensetzung sind die Schotter des Memminger Feldes denen des Hitzenhofener sehr ähnlich; sie sind beide ziemlich grobkörnig, die Gerölle sind meist faustgross; das Material ist alpin, im Gebiete des Memminger Trockenthales walten Kalke vor, nahe der Iller gesellt sich ein erheblicher Bruchteil zentralalpiner Gesteine dazu. Dies gilt für beide Schotter; wollen wir sie vom petrographischen Standpunkte aus trennen, so würden wir jeweils im Westen und Osten die Ablagerungen des Memminger und Hitzenhofener Feldes in einen Komplex zusammenziehen müssen. Eine solche Gliederung wäre unnatürlich; wir können von Memmingen aus am Nordostrande des Hitzenhofener Feldes eine ganz allmähliche Zunahme der Zentralgesteine in ihrem Schotter wahrnehmen. Südlich Memmingen, bei Zell, bilden sie nur etwa 3 %, bei Dickenreis etwa 9 %, an der Strasse nach Volkratshofen 25 % der Gerölle.

Ganz ebenso wie das zungenförmig gestaltete Hitzenhofener Feld wird das Grönenbacher von Schottern gebildet, deren Mächtigkeit südwärts sich von 20 auf 40 m steigert, darunter beisst nahezu ringsum das Miocän aus. Auch sie sind von Lehm bedeckt. Schotter endlich decken in geringer Mächtigkeit die Höhe der Kronburg und des Hohen Rain; unter ihnen erhebt sich das Miocän hoch über die Höhen des Grönenbacher Feldes, es bildet auf der Ostseite des Hohen Rain ausgedehnte Rutschungen. Ist hier und da, z. B. bei Ferthofen, schon der Schotter des Hitzenhofener Feldes zu einer losen Nagelfluh verkittet, so gilt dies in viel grösserem Umfange von dem des Grönenbacher. Bei Grönenbach selbst ist er zwar im allgemeinen locker, so dass er als Kies ausgebeutet werden kann, aber es fehlen auch hier keineswegs Nagelfluhpartien; bei Unter-Steinbühl (östlich von der Kronburg) ist die ganze Ablagerung ziemlich fest verkittet und wird als Nagelfluh in einem Steinbruche gebrochen, die ihrerseits von tiefen Verwitterungsschloten, sogenannten geologischen Orgeln durchsetzt ist. Die Gerölle bestehen grösstenteils aus Kalken; Zentralgesteine sind selten, fehlen aber nicht ganz. Die Schotter des Hochfeldes endlich sind regelmässig

zu Nagelfluh verkittet. Solche bildet den Hof in der Kronburg und deckt den Hohen Rain, sie streicht ferner in stattlicher Mächtigkeit am Gehänge des Memminger Trockenthales von Dietratried an aufwärts aus; bei Ittelsburg wird sie in grossen Steinbrüchen gewonnen.

Das südliche Profil.

Alle die vier unterschiedenen Felder steigen südwärts gegen die Alpen hin an; von West nach Osten weist ihre Höhenlage nur sehr unbeträchtliche Veränderungen auf, so dass wir in dieser Richtung die Abstufungen der einzelnen Schotterfelder gegeneinander besonders deutlich wahrnehmen können. Das in Fig. 3 dargestellte Profil von Illerbeuern an der Iller über die Kronburg nach Zell ist in dieser Hinsicht besonders lehrreich.

Wir wandern (bayer. Atlasblatt 1 : 50000 Memmingen, Positionsblätter 1 : 25000 Legau und Grönenbach) von der Lautracher Brücke an zunächst bei Illerbeuern über eine terrassierte Landschaft, wo unter einer dünnen Schotterlage meist mergeliges Miocän ausstreicht. Etwa halbwegs Kronburg erreichen wir in etwa 630 m Höhe eine allerdings schmale Terrasse, die wir aber mit nur wenigen Unterbrechungen über Kardorf und Ferthofen nordwärts bis Buxheim verfolgen

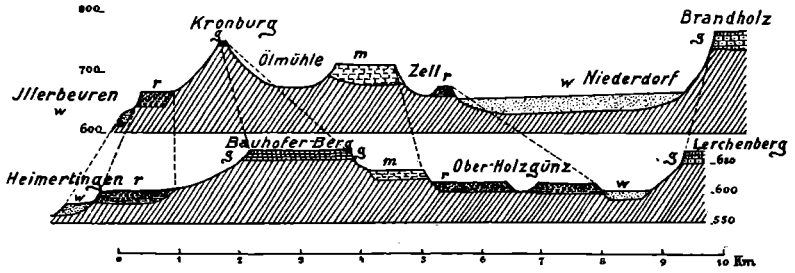


Fig. 3 u. 4.
Die Lagerung der Quartärschotter um Memmingen. *g* Hochfeld, *m* Grönenbacher Feld, *r* Hitzenhofener Feld, *w* Memminger Feld. Miocän schraffiert.

können, wo wir das Memminger Feld erreichen, es ist ein Ausläufer desselben. Dann geht es rasch in einem Hohlwege empor auf die Höhe des Hitzenhofener Feldes. Unten vergewissern uns Quellen über das Vorhandensein eines Tertiärausstriches; höher treffen wir lose verkitteten Schotter, in den ein Keller gebaut ist; die Höhe liegt bei 660 m. Was man längs dieser Wegstrecke beobachten kann, können wir gegenüber Illerbeuren in einem einzigen Profile am linken Illerufer überblicken. Der Fluss hat am Bannholze das Hitzenhofener Feld angeschnitten und unmittelbar daneben jene Fortsetzung des Memminger Feldes, die sich links der Iller bis gegen Legau erstreckt. Am Steilufer erkennen wir am Abfalle beider Felder zwei verschiedene hochgelegene Schotterablagerungen, die höhere wird von der tieferen durch den Ausbiss des liegenden Miocäns getrennt. Haben wir am Wege nach Kronburg das Hitzenhofener Feld erreicht, so gehen wir eine Zeitlang eben fort, dann beginnt das Land zu steigen, der Boden wird stellenweise feucht, wir treten auf das Miocän über, das unter der Kronburg (744 m) ausstreicht. Es begleitet uns durch das gleichnamige Dorf bis zum Burgthore hinauf, erst im Burghofe und auf der Ostseite des Schlosses sehen wir die Nagelfluh, die eine Decke von nicht viel mehr als 100 m Durchmesser bildet. Dann geht es herab wieder über nassen Miocänboden zu den Quellen des Buxacher Baches, den wir in 646 m Höhe bei der Ölmühle passieren. Vor uns liegt nun der Rand des Grönenbacher Feldes, dessen Abfall östlich Untersteinbühl durch einen Steinbruch aufgeschlossen ist, wo die erwähnte, von Schloten tief durchsetzte Nagelfluh gewonnen wird; auf seinem Boden findet sich im Frühjahre Wasser, wir sind offenbar der Sohle der Ablagerung nahe (690 m). Die lehmbedeckte Höhe des Grönenbacher Feldes passieren wir in 710 m Höhe. Der Mühlsteig, der nach Zell herabführt, legt zunächst bis etwa 675 m Höhe Schotter bloss, dann folgt am Waldsaume quellreiches Miocän, auf dem wir bis Zell

herabwandern. Hier sind wir im Niveau des benachbarten Memminger Feldes, werden aber von demselben noch durch einen schmalen Riedel (665 m) getrennt, dessen Höhe jener des Hitzenhofener Feldes entspricht. Beim Auf- und Abstiege treffen wir lose verfestigten, ziemlich tiefgründig verwitterten Schotter, unter welchem am wenig entfernten Spitz des Riedels das Miocän ausstreicht. Nun sind wir am Memminger Felde, das sich vor uns in 3,5 km Breite erstreckt. Zahlreiche Gruben erschliessen hier groben Schotter, über welchem eine sehr dünne Verwitterungsdecke liegt, weswegen die Äcker recht steinig sind. Uns gegenüber haben wir im rechten Thalgehänge den Abfall des Hochfeldes. Steigen wir von Niederndorf nach Brandholz herauf, so passieren wir bis 740 m Höhe Miocän, dann kommen wir auf Nagelfluh, welche unter einer mehrere Meter mächtigen Lehmlage die Höhe (765 m) bildet und sich weithin nach Osten erstreckt.

Das nördliche Profil.

Nördlich von Memmingen haben wir es mit einer ganz ähnlichen Abstufung des Landes zu thun wie südlich der Stadt. Das Trockenthal zeigt die in der Iller-Lechplatte nicht seltene Erscheinung der Gabelung. Zieht es sich mit seiner breiten, vom Memminger Felde gebildeten Sohle zur Iller, so schwenkt die östlich der Stadt befindliche Fortsetzung des Hitzenhofener Feldes zur westlichen Günz, einem Parallelflusse der Iller ab, während es sich zugleich illerabwärts ein Stück weit erstreckt. Zwischen beiden Armen des Hitzenhofener Feldes erhebt sich nördlich Memmingen ein schmaler Riedel, der Bauhofer Berg (vergl. Fig. 4). Er hat eine ziemlich ebene Gipfelfläche. Sein Ostabfall zeigt über Holzgünz eine deutliche Abstufung. Letztere entspricht dem Grönenbacher Felde, das hier gegenüber dem höheren Hochfelde — der Hochfläche des Bauhofer Berges — bescheiden zurücktritt, während südlich von Memmingen das Umgekehrte stattfindet. Jede Abstufung ist auch hier von einer Schotterablagerung gebildet. Die des Memminger und Hitzenhofener Feldes zeigen dieselbe Beschaffenheit, wie südlich Memmingen, die beiden höheren sind etwas abweichend. Die des Grönenbacher Feldes ist an der Stufe über Holzgünz nur in dürftigen Gruben aufgeschlossen, sie ist durch spätiges Bindemittel zu Nagelfluh verkittet und tief verwittert. Noch stärker verwittert ist der Schotter der Höhe des Bauhofer Berges; der rotbraune steinige Verwitterungslehm ist mächtiger als das noch frische zu Nagelfluh verkittete Geröll, in welchem man zahlreiche weisse Quarze antrifft. Solchermassen verwitterten Schotter nennt man in der Gegend Rotkies; er bildet unter einer Decke von schwerem Lehme die Hochflächen bis zur Donau hin. Auch auf der dem Grönenbacher Felde entsprechenden Abstufung findet sich Lehm; mächtiger Löss endlich bedeckt die Schotter im Niveau des Hitzenhofener Feldes. Unter jedem Schotter streicht das Miocän über der Oberfläche des nächst tiefer gelegenen aus. Das Profil von Heimertingen-Steinheim (Fig. 4) über den Bauhofer Berg nach Ober-Holzgünz zeigt alle diese Verhältnisse in ähnlicher Klarheit wie das oben geschilderte südlich von Memmingen.

Wir sind bei Heimertingen (bayer. Atlasblatt 1:50000 Illertissen, Positionsblatt Fellheim 1:25000) auf der nördlichen Fortsetzung des Memminger Feldes an der Iller, 580 m hoch. Seine Schotter sind in mehreren grossen Gruben am Nordende des Dorfes aufgeschlossen. Sie enthalten hier Partien verschwemmten Lösses sowie ganze Schollen von solchem mit Schalen von Succinea, Pupa, Helix, Clausilia. Oberflächlich sind sie nur unbedeutend verwittert; gehen wir südostwärts am Rande des Feldes längs der Memminger Ach zur Steinheimer Sägmühle hin, so kommen wir aus dem Gebiete von Schottern, die bis zur Thalsohle herabreichen, in das wasserführender Miocänschichten, denen stark verwitterte Schotter auflagern, die ihrerseits erheblich reicher an Geröllen von Zentralgesteinen sind. Darüber liegt kalkreicher Löss der sich an den Fuss des Bauhofer Berges schmiegt, aber einen hier vorhandenen Terrassenabsatz (606 m), der dem Hitzenhofener Felde entspricht, nicht verwischt. Er wird von der Steinheimer Ziegelei verarbeitet und enthält hier Conchylien. Der Anstieg zum Bauhofer Berge geht über meist sandiges Miocän: erst

auf der Höhe erreichen wir alpinen Schotter, der 500 m östlich und 1400 m nördlich vom Bauhofe in kleinen Gruben gewonnen wird. In der westlich vom Hofe ist er nur noch in einzelnen Pfeilern unverwittert, in der nördlichen erstrecken sich tiefe Verwitterungssäcke in den Kies, dessen Gerölle bereits morsch geworden sind. Der hangende Lehm der Hochfläche (675 m) wird 3 km nördlich vom Bauhofe zu Ziegel verarbeitet. Steigen wir von Unterhart nach Ober-Holzgünz herab, so verraten uns Quellen in etwa 650 m Höhe, dass wir die Schottersohle erreicht haben; dann gelangen wir in 635 m Höhe auf eine lehmbedeckte Terrassenfläche, an deren Rande wir unweit zweier Einzelhäuser in 620 m Höhe den Ausstrich fester Nagelfluh wahrnehmen; in sie erstrecken sich zwar auch 2—3 m tief Verwitterungsschlote, aber sie erscheint unter denselben weit frischer als der Schotter auf der Bauhofer Höhe. Wenig tiefer erreichen wir einen Miocänausstrich, über welchem wir zum weiten Felde von Ober-Holzgünz (610 m) herabsteigen, das dem Hitzenhofener südwestlich Memmingen entspricht. Auf ihm gelangen wir bis Memmingerberg, 1,5 km östlich von Memmingen. Am Abfalle gegen das Memminger Feld findet hier ausgedehnte Schottergewinnung statt; seine Höhe ist aber gebildet von einer bis 5 m mächtigen Lehmdecke, die nach unten zu steinig wird und, wie es scheint, in die Verwitterungskruste des Schotters übergeht. Ostwärts bricht der Schotter als Terrasse gegen die westliche Günz ab. Längs derselben haben wir ein weites Schotterfeld vom Charakter des Memminger, es wird vom Lerchenberge überragt, dessen Gipfel dem Hochfelde angehört.

Vergleich der beiden Profile.

Wir haben es südlich und nördlich von Memmingen mit denselben Abstufungen des Geländes zu thun, die mit bestimmten Schotterablagerungen verknüpft sind. Die eine nimmt die Sohle des Memminger Trockenthales ein, eine andere krönt die umgebenden Höhen; dazwischen finden sich zwei Abstufungen, jeweils von einem bestimmten Schotter gebildet. Diese vier Schotter treten nirgends in Berührung miteinander, sie sind durch Ausstriche von Miocän voneinander getrennt, dem sie auf- und angelagert sind, weswegen sie dem letzteren nicht zugewiesen werden dürfen. Solche Lagerungsverhältnisse können wir nur durch die Annahme erklären, dass in der Gegend von Memmingen Zeiten der Schotterablagerung mit denen der Thalvertiefung abwechselten, wobei die letztere jeweils nicht unbeträchtlich unter die Sohle der aufgeschütteten Geröllmassen herabreichte. Wir haben vier Zeiten der Akkumulation (**a**), getrennt durch drei Zeiten der Erosion (**e**) zu unterscheiden, nämlich von Anfang an gezählt

a_1) Aufschüttung der samt Lehmbedeckung 20—30 m mächtigen Geröllmassen des Hochfeldes.

e_1) Erosion von 50—90 m tiefen Thälern bis unter die Sohle des Hochfeldschotters.

a_2) Aufschüttung des 15—35 m mächtigen Schotters vom Grönenbacher Felde.

e_2) Erosion von 45—70 m tiefen Thälern darein bis unter die Sohle den Grönenbacher Feldes.

a_3) Neuerliche Aufschüttung von den Schottern des Hitzenhofener Feldes in etwa 20 m Mächtigkeit.

e_3) Abermalige Erosion von 50 m tiefen Thälern darein.

a_4) Letzte Aufschüttung von 20 m Schotter, worauf längs der Iller eine

e_4) letzte Zeit der Thalvertiefung um 20—30 m gefolgt ist, die wesentlich unter Einfluss der Geradlegung des Flussbettes allenthalben am Flusse das Miocän blosslegte.

Die vier Schotter.

Es hat also in der Gegend eine Akkumulation von insgesamt 80—105 m Schottern samt Lehmhauben und eine Erosion von 170—240 m stattgefunden. Das heutige Illerbett liegt daher 90—135 m tiefer als die ursprüngliche Oberfläche der Gegend. Da alle kleineren Zahlen dem nördlichen, alle grösseren dem 13,5 km südlicher gelegenen Profile entnommen sind, so ergiebt sich, dass das Land im Süden, so wie es den thatsächlichen Verhältnissen entspricht, reichlicher gegliedert worden ist als im Norden.

Nach dieser Auffassung sind die Hochfeldschotter die ältesten, die Memminger die jüngsten der Gegend. Damit harmonieren gewisse Züge ihrer petrographischen Ausbildung, Im südlichen Profile sind die Kronburger Schotter die am festesten verkitteten, im nördlichen Profile die am stärksten verwitterten der Gegend; die anderen sind um so lockerer und frischer, je jünger sie sind. Nun wird man im allgemeinen gewiss aus dem Grade der Verwitterung oder Cementierung einer Ablagerung keinen Schluss auf ihr Alter machen dürfen, da beides in erster Linie von ihrer petrographischen Beschaffenheit und den äusseren Agentien abhängig ist, denen sie ausgesetzt ist. Wenn aber verschiedene Ablagerungen, so wie es mit unsern Schottern der Gegend von Memmingen der Fall ist, dieselbe petrographische Zusammensetzung besitzen, gleichen klimatischen Einflüssen ausgesetzt sind und ähnliche geologische Lage besitzen, dann kann man die Intensität der Verwitterung und Verkittung als eine Funktion der Zeit ansehen, und unter dieser Voraussetzung erscheint uns die Reihe der Verschiedenheiten unserer vier Schotter als Ausdruck ihres verschiedenen Alters.

Dazu kommt etwas Weiteres. Die jüngeren Schotter führen Geröll der älteren, bereits zu Nagelfluh verkitteten; so der Grönenbacher Schotter in den Gruben um Grönenbach, so der Hitzenhofener an zahlreichen Stellen, so der Memminger nahezu überall im Memminger Trockenthale, wo sie stellenweise 1 % aller Gerölle ausmachen. Diese sichtliche Anreicherung von Geröllen „diluvialer Nagelfluh" in den jüngeren Schottern kann nur unter der Annahme erklärt werden, dass um so mehr Ursprungsstellen für die Nagelfluhgerölle vorhanden waren, je jünger der Schotter ist, während der Mangel von derartigen Geröllen im Hochfeldschotter darauf hinweist, dass letzterer nicht auf Kosten einer löcherigen älteren Nagelfluh entstand, also die älteste der Gegend ist.

Die Gerölle der „diluvialen Nagelfluh" gewähren häufig einen Anhalt für die Altersbestimmung der einzelnen Schotter. Wo sie vorhanden sind, hat man es sicher mit einem der drei jüngeren Schotter zu thun, wogegen umgekehrt ihr Fehlen nicht ohne weiteres auf den ältesten hinweist, da sie nicht regelmässig vorkommen; sie wurden z. B. im Schotter des Memminger Feldes bei Heimertingen nicht gefunden. Charakterisiert werden unsere Gerölle dadurch, dass das Bindemittel der Nagelfluh meist stärker abgewaschen ist als die Gerölle, welche als kleine Buckel aus ihrer Oberfläche herausragen. Das bezeichnet einen Unterschied gegenüber den Geröllen der subalpinen Molassennagelfluh, die in der Regel ringsum glatt abgerollt sind, so dass die einzelnen Rollsteine nicht mehr hervortreten. Dazu kommt, dass beim Zerschlagen die Gerölle der „diluvialen Nagelfluh" sich in der Regel als löcherig erweisen, weil die Cementierung ihrer einzelnen Schotterelemente kaum je eine so vollständige ist, wie bei der Molassen-Nagelfluh. Endlich ist die Zusammensetzung der letzteren gewöhnlich eine andere. Vielfach besteht sie nur aus Kalken, welche mehr angewittert sind als die der diluvialen, und wenn sie, wie die bunte Nagelfluh der Schweiz, Zentralgesteine enthält, kommen dieselben auch in Form kleiner Splitter in der Grundmasse verteilt vor, was von der diluvialen nicht gilt. Vermöge dieser Verschiedenheiten kann man in der Regel die Gerölle der diluvialen Nagelfluh sicher von denen der Molassezone unterscheiden. Natürlich giebt es auch Fälle, wo Zweifel bestehen; dann haben wir davon abzusehen, Schlussfolgerungen auf die Nagelfluhgerölle zu bauen.

Gefällsverhältnisse.

Unsere vier Schotter der Gegend von Memmingen steigen nach den Alpen hin in verschiedenem Masse an. Das geht deutlich aus unseren beiden Profilen hervor, die 14 km voneinander entfernt sind. Sie ergeben folgende Gefällswerte:

	Hochfeld	Grönenbacher Feld	Hitzenhofener Feld (Illerthal)	Memminger Feld
Gefälle der Schotteroberfläche	9 ‰	5,5 ‰	3,5 ‰	3,5 ‰
der Schottersohle	6 ‰	4 ‰	3,5 ‰	3,5 ‰

Es steigen die Schotter im allgemeinen um so steiler an, je älter sie sind, nur die beiden jüngsten heben sich gleich rasch; sonst ist das Gefälle eines jeden älteren um 2—3,5 ‰ grösser als das des nächst jüngeren. Dies ist die Regel längs der Iller. Aber die Beträge wechseln wie unser Aufriss 1 Tafel I lehrt. Nördlich Memmingen herrscht ein geringerer Anstieg als südlich der Stadt.

Das Hochfeld senkt sich zwischen Iller und Günz durchschnittlich nur um wenig mehr als 4 ‰ zur Donau hin; gleiches gilt vom Grönenbacher Schotter. Verfolgen wir ihn, wobei wir die Iller überschreiten und in das Thal der württembergischen Roth eindringen müssen, so sehen wir ihn um fast 4 m auf 1 km fallen. Der Schotter des Hitzenhofener Feldes sinkt donauwärts noch weniger, nämlich nur um wenig über 3 ‰; auch er begleitet nicht die Iller, sondern zieht sich im Thale der bayerischen Roth fort. Nur der Schotter des Memminger Feldes folgt der Iller mit einem Gefälle von weniger als 3 ‰. In der Gegend südlich von Memmingen ist das Gefälle aller Schotteroberflächen dagegen ein grösseres. Auf den Höhen östlich vom Memminger Trockenthale hebt sich der Hochfeldschotter in der Gegend von Niederdorf bis Schrattenbach auf 7 km Entfernung von 765 auf 860 m, also um 14 ‰; bei Grönenbach nimmt der Grönenbacher Schotter eine Neigung von 10 ‰ an, ebenso wird das Gefälle des Hitzenhofener Feldes, das sich auf das linke Illerufer bis gegen Legau erstreckt, südvon Steinbach 6—7 ‰. Am auffälligsten aber ist die Gefällsänderung des Memminger Feldes. Im Trockenthale steigt es bereits ab Memmingen steiler an als längs der Iller; südlich der Linie Zell-Niederdorf erhebt es sich dann auf kaum 5 km Entfernung von 650 auf 710 m beim Dorfe Ittelsburg, hat also einen Anstieg von 12 ‰, der deutlich sichtbar ist und so rasch geschieht, dass östlich von Grönenbach das Memminger Feld bereits die Höhe jener Zunge des Hitzenhofener Feldes erreicht hat, die wir bei Zell kennen lernten. Wir haben es also in der Memminger Gegend mit einem auffälligen Gefällsbruche aller Schotterablagerungen zu thun. Ihr Anstieg gegen die Alpen wird südlich Memmingen 2—3 mal so steil als er weiter nördlich ist. Hand in Hand geht damit im allgemeinen eine bemerkenswerte Zunahme ihrer Mächtigkeit.

Mächtigkeitszunahme nach Süden.

Wir sahen bereits beim Vergleiche der beiden Memminger Profile, wie die älteren Schotter anschwellen. Das setzt sich südwärts fort und hier geschieht gleiches auch mit den jüngeren. Die Brunnen an der Eisenbahn südlich Memmingen durchteufen zwischen den Stationen Woringen und Grönenbach bei Dietratried und Niederdorf mit 21 bez. 27 m Tiefe noch nicht den Schotter des Memminger Feldes. Dort, wo derselbe beim Dorfe Ittelsburg auf 710 m Höhe angestiegen ist, wird er von einer Furche zerschnitten, die bei 30 m Tiefe sein Liegendes nicht erreicht. Seine sonst 20 m betragende Mächtigkeit ist also zunächst auf über 27 m, dann auf über 30 m gestiegen. Nehmen wir an, dass die Schottersohle im Memminger Felde so hoch liege, wie in gleicher Breite im Illerthale, was vielleicht etwas zu hoch gegriffen ist, so wäre sie beim Dorfe Ittelsburg in 650 m Höhe anzusetzen; danach wäre die ganze Mächtigkeit des Schotters hier 60 m, seine Sohle aber wäre um 8 ‰, mehr als doppelt so viel als früher, angestiegen. Die Schotter des Hitzenhofener Feldes schwellen allerdings nicht merklich an. Am Ostrande des Stückes links der Iller, wo sie steiler ansteigen, streichen sie an der Iller nur in 10—15 m Mächtigkeit aus, und nicht höher ist ihr Ausbiss an der Westseite, gegen das Legauer Thal hin, jedoch ist hier ihre Sohle nicht blossgelegt und kann auch wegen des Mangels von Quellen nicht nahe sein, so dass wir hier noch auf nahezu 20 m ge-

fasst sein können. Sehr bemerkenswert ist hingegen die Dickenzunahme des Grönenbacher Schotters. Seine Sohle ist zwischen Grönenbach und Rothenstein in 700 m Meereshöhe erschlossen, die obere Kante liegt dicht daneben 745 m und wenig weiter 750 m hoch, er schwillt also auf rund 50 m Dicke an. Ebenso steigert sich die Mächtigkeit des Kronburger Schotters bis gegen Schrattenbach hin auf 50—60 m. Er bildet dort nicht bloss den Steilabfall an der Thalseite, sondern auch noch einen Ausbiss auf der Höhe bei Beerwies. Hier ist er von tiefen Verwitterungsschloten durchsetzt.

Eine solche Gefälls- und Mächtigkeitszunahme ist charakteristisch für die Schotter fluvioglacialer Übergangskegel. Es lässt sich in der That erweisen, dass hier solche vorliegen. Wir wollen zu dem Ende längs eines jeden Schotterfeldes alpenwärts wandern. Die Lagerungsverhältnisse werden auch durch den Aufriss 1 auf Tafel I veranschaulicht.

Verknüpfung mit Moränen.

Unfern der Stelle, wo das Memminger Feld sich beim Dorfe Ittelsburg auf 710 m erhoben hat, sind ihm junge Endmoränen aufgesetzt, welche in einem nach Norden schwach gekrümmten Bogen das Memminger Trockenthal durchqueren. Sie gehören dem grossen Zuge der Jung-Endmoränen der letzten Eiszeit an, den wir in der ganzen Ausdehnung unseres Gebietes nahezu ununterbrochen verfolgen können. Eine Reihe von Gruben legt beim Weiler Ziegelberg und gegen Eichholz in ihnen glaciales Material bloss. Angesichts dieser Endmoränen löst sich vom Memminger Felde ein Teilfeld los und zieht sich am Boden einer Furche ein Stück weit in die Moränen hinein. Folgen wir ihm längs der Eisenbahnlinie Memmingen-Kempten südwärts, so haben wir beiderseits zunächst noch bis gegen Schoren hin unter den Endmoränen Schotterausstriche; dann senken sich die Moränen bis an den Boden unserer Furche herab, ihre Gehänge verflachen sich, endlich erreichen wir das weite Becken von Dietmannsried mit vielfach vertorfter Sohle, die rund 700 m Höhe hat, also tiefer liegt als die höchsten Partien des Memminger Feldes. Wir stehen in einem von drei Endmoränenwällen umrahmten Zungenbecken, das heute südwärts zur Iller, vordem durch unsere Furche in das Memminger Trockenthal entwässert wurde. Die Verhältnisse sind typisch und von mir bereits kurz beschrieben worden (V.D.A.S. 146). Ganz die entsprechenden Erscheinungen lernen wir kennen, wenn wir das Memminger Feld zunächst illeraufwärts bis Lautrach und von da über Legau wieder zur Iller verfolgen. Bis Legau haben wir einen mässigen Anstieg; dann geht es rascher empor, bis uns an der Mündung des Rohrachbaches in die Iller ein Jung-Endmoränenwall gegenübersteht. Er ist durch den tiefen Einschnitt des genannten Baches vom Übergangskegel getrennt und hinter ihm ist der Zungenboden von Altusried durch die Iller tief zerschnitten worden.

Ganz ebenso wie zwischen Grönenbach und Dietmannsried der Memminger Schotter junge Endmoränen trägt, sind dem Hitzenhofener Schotter unterhalb Legau, wo er steiler ansteigt, einzelne Moränenhügel aufgesetzt; sie sind jedoch weit weniger frisch und treten im Gelände weniger deutlich hervor. Kleine Gruben auf der Höhe nordöstlich Legau machen ihre glaciale Zusammensetzung zweifellos. Auch unter ihnen zieht sich der Schotter noch eine Strecke weit fort. Hinter ihnen folgt kein vertorftes Zungenbecken, sondern der Jung-Endmoränenwall des Rohrachbaches. Wir haben es bei diesen im Vergleiche zu den benachbarten Jung-Endmoränen alt aussehenden Moränen mit den Endmoränen einer älteren Serie zu thun; aber Geschiebe diluvialer Nagelfluh in ihnen bekunden, dass sie nicht zu den ältesten Eiszeitgebilden der Gegend gehören.

Auch der Grönenbacher Schotter tritt mit Moränen in Verknüpfung. Das ist am

Brandholze unweit der Illerbrücke der Grönenbach-Legauer Strasse zu sehen. Wir verlassen letztere 2 km von Grönenbach unweit Rothenstein und ersteigen hier die Höhe des Grönenbacher Feldes, auf welcher wir sanft aufwärts bis 750 m Höhe gelangen. Dann steht ein fast 30 m höherer Wall vor uns, auf dessen sanft welliger Höhe die Höfe Manneberg und Brandholz liegen. Er erhebt sich auf einem Sockel vom Grönenbacher Schotter, wovon wir uns in dem kleinen, von Greit gegen Rothenstein führenden Thälchen, sowie auch am Steilabfalle gegen die Iller überzeugen können. Hier finden wir eine Wechsellagerung von Schotter und Moräne, beide sind zu einer ziemlich losen Nagelfluh verkittet, darunter kommt das Miocän zum Ausstriche. Danach haben wir es mit einem zum Grönenbacher Schotter gehörigen Moränenwall zu thun. Er giebt sich oberflächlich nicht ohne weiteres als solcher zu erkennen, kleine Schürfungen auf seiner Höhe legen gelben Lehm bloss. 1 km weiter südlich erhebt sich der Jung-Endmoränenwall mit seinen charakteristischen frischen Formen.

Bisher haben wir die Moränen sich jeweils dort einstellen sehen, wo die Schotter am steilsten ansteigen und am mächtigsten werden. Danach sollte das Hochfeld bei Schrattenbach mit Moränen in Verknüpfung treten. Dies ist hier nicht der Fall; es erstreckt sich noch mehrere Kilometer weiter südwärts, und zwar nimmt der Schotter dabei an Mächtigkeit und Gefälle ab. Allerdings liegt uns nicht mehr seine ursprüngliche Oberfläche vor; es sind ihm Moränen aufgesetzt, unter denen er möglicherweise erodiert ist. Die Jung-Endmoränen, die bei Schrattenbach an den Flanken des Memminger Trockenthales emporsteigen, verdecken uns die Ausstriche älterer Gesteine und hindern deren Verfolgung nach Süden. Gehen wir aber in das dicht benachbarte Thal der westlichen Günz hinüber, so begegnen wir zwischen Hopferbach und Untrasried noch zahlreichen hochgelegenen Nagelfluhausbissen; weiter östlich in der tiefen Furche zwischen östlicher Günz und Leubas, welcher die Eisenbahn von Kaufbeuren nach Kempten folgt, haben wir es dann bis Wildpoldsried mit einem beinahe ununterbrochenen Nagelfluhausstriche zu thun, der dem Hochfeldschotter angehört. Wir packen ihn zwischen Ober-Günzburg und Untrasried. Unfern Immenthal liegt er in den Höhengrenzen des Vorkommens bei Schrattenbach; er steigt bis 850 m an, seine Sohle ist etwa bei 815 m anzusetzen. Nun verfolgen wir die Nagelfluhwand südwärts; unfern Waizenried treffen wir Moräne unmittelbar über ihr, sie selbst beschränkt sich auf die Höhe von 840—850 m, unter ihr streicht Miocän aus. Gegen Staig hin verlieren wir ihre Sohle, es breiten sich Jung-Endmoränen darüber, doch ist sie kaum tiefer als in 840 m Höhe zu suchen; die obere Kante liegt nicht höher als 860—865 m, also rund ebenso hoch wie 6 km weiter nördlich bei Schrattenbach. An Stelle des weiter nördlich herrschenden Oberflächengefälles von fast 14 ‰ haben wir also nur ein ganz minimales, und die Sohle, die am Ostgehänge des Memminger Trockenthales 10 km weit einen Anstieg von 9 ‰ hat, hebt sich nur um höchstens 6 ‰. Südlich Staig, gegen Fleschützen hin, zeigen weder Sohle noch obere Kante der Nagelfluhwand einen Anstieg mehr gegen die Alpen; sie halten sich zwischen 830 und 850 m. Nun folgen mehrere Aufschlüsse beiderseits des Thälchens, das von Fleschützen kommt. Nördlich seiner Mündung legen Rutschungen unter dem Nagelfluhabfalle von 825 bis 845 m Höhe den Ausstrich von Schlammmoräne bloss, die ihrerseits bei 815 m Höhe Miocänmergel überlagert. Südlich der Thalmündung wird die Nagelfluh sehr grobkörnig bis blockig, ihre Sohle ist bei 820 m Höhe durch zahlreiche Quellen angezeigt; unfern des Hofes Wagegg ist Schlammmoräne erschlossen, bei Schloss Wagegg endlich selbst findet sich zwischen 785 und 815 m Höhe

schräge geschichtete, nordwestwärts, nördlich und nordöstlich fallende Nagelfluh mit gekritzten Geschieben, offenbar eine in stehendem Wasser aufgeschüttete Moränenbildung.

Überblicken wir nun alle die Aufschlüsse, so müssen wir uns zunächst vor Augen halten, dass wir die ganze 5,5 km messende Entfernung zwischen der Grube unfern Immenthal bis zur Mündung des Fleschützer Thälchens immer an derselben Wand entlang gegangen sind, und dass an keiner Stelle ein seitliches Abbiegen auch nur eines Theiles von ihr stattgefunden hat. Wir dürfen daher wohl annehmen, dass wir bis dahin den Ausbiss ein und desselben Gesteinskörpers verfolgt haben, dass es also der Kronburger Schotter ist, der bei Fleschützen, unfern der Eisenbahnstation Wildpoldsried, sich auf Moränen lagert und weiter südlich eine Blockfacies annimmt, wobei er sich gegen die Alpen hin flach einsenkt.

Dies Verhalten hat nahegelegt zu versuchen, ob die einzelnen hier geschilderten Aufschlüsse eine andere Deutung zulassen. Es wurde in Erwägung gezogen, ob die tief gelegenen südlichsten Vorkommnisse nicht vielleicht einem tieferen Schotterniveau als dem Kronburger angehörten. Eine solche Annahme könnte in der Oberflächengestaltung der südlichsten Partie zwischen Fleschützen und Wagegg Anhaltspunkte finden. Mit 849 m grösster Höhe erscheint sie gegenüber der nördlichen, welche die stattliche Höhe von 917 m erreicht, deutlich abgesetzt. Ferner ist unverkennbar, dass ihre Nagelfluh petrographisch etwas von der nördlichen abweicht, sie ist grobkörniger und lockerer. Aber es darf nicht übersehen werden, dass die nördliche Partie ihre grössere Höhe durch aufgesetzte Jung-Endmoränen erhält, und dass ziemlich allgemein dort, wo die Verknüpfung von Moränen und Schottern stattfindet, letztere eine von der Regel abweichende petrographische Ausbildung aufweisen. Ferner können wir den Nagelfluhausstrich um die Mündung des Fleschützer Thälchens herum beinahe ununterbrochen verfolgen, er findet sich auf beiden Seiten in genau korrespondierenden Höhen, woraus wir nur schliessen können, dass es die nördliche Bank ist, die sich hier weiter bis in den Südzipfel hin nach Wagegg erstreckt.

Für unsere oben ausgesprochene Schlussfolgerung ist es nicht gerade bedeutungsvoll, wie wir die Ablagerungen um Wagegg auffassen; denn sie stützt sich wesentlich auf die Vorkommnisse nördlich vom Fleschützer Thälchen. Dort schon sahen wir die Nagelfluh über Moräne. Allerdings haben wir es hier nicht mit einer unmittelbaren Überlagerung zu thun, weswegen auch — wie z. B. bei Staig weiter nördlich — eine angelagerte Jung-Ufermoräne oder eine herabgeflossene Moräne vorliegen könnte. Aber weder Form des Auftretens noch der petrographische Charakter passen zu einer Jungmoräne; unsere Moräne legt sich weder wallförmig an das Gehänge noch hat sie den schüttigen Charakter der Endmoränen, sie ist eine echte Schlammmoräne, die nach oben zu mit Bänderthon und feinem Sand in so regelmässige Wechsellagerung tritt, dass an eine am Gehänge herabgeflossene Moräne nicht zu denken ist. Einige Nagelfluhschollen, die in einer abgerutschten Partie schwammen, dürften aus der Sohle des Hangenden herrühren, sie waren durch Bruchflächen begrenzt und nicht abgenutzt. Was an Nagelfluhgeschieben in der Moräne gefunden wurde, gehörte zur Molassennagelfluh; einige zeigten das knollige Hervortreten der Gerölle, wie es die diluvialer Nagelfluh aufweisen, waren aber dabei im Innern dicht und sehr fest. Nach alle dem müssen wir schliessen, dass wir eine liegende Moräne des Hochfeldschotters vor uns haben.

Wir haben nunmehr jeden der vier Schotter der Memminger Gegend in Moränen übergehen sehen, wie wir es nach ihrer Gefälls- und Mächtigkeitsentwicklung erwarten mussten. Sie sind allesamt fluvioglaciale Bildungen, die in regelmässiger Weise ineinandergeschachtelt lagern, wie dies unsere Profile quer zur Thalrichtung (Fig. 3 u. 4 S. 31) deutlich zeigen, während Aufriss 1 Tafel I ihre Lagerung längs des Memminger Trockenthales veranschaulicht. In ihm sind die einzelnen Vorkommnisse in ihrem Streichen auf eine senkrechte Ebene projiziert, welche längs der rechten Flanke des Memminger Thales entlang läuft. Es erscheinen daher die vier Schotter übereinander, die in Wirklichkeit nebeneinander gelagert sind, und mit einem Blicke können wir übersehen, wie ihre Mächtigkeits- und Gefällsentwicklung Hand in Hand gehen. Wir sehen zugleich

aber auch, dass nicht ihre gesamte Gefällssteigerung durch ihre Mächtigkeitszunahme bedingt wird. Mit der Schotteroberfläche hebt sich südlich Memmingen auch ziemlich regelmässig die Schottersohle.

Sohlengefälle.

Für den Memminger Schotter ist dies im Memminger Trockenthale allerdings nicht direkt zu erweisen, da er hier nicht durchschnitten ist. Wir können nur daraus, dass unfern Dietmansried das Miocän an verschiedenen Stellen unter den Moränen bis auf 700 m ansteigt, schliessen, dass es von Memmingen bis dahin durchschnittlich um 6‰ angestiegen ist. Das ist erheblich mehr als das Sohlengefälle des Memminger Schotters weiter nördlich. Im Illerthale können wir diesen Anstieg näher verfolgen. Unter dem grossen Jung-Endmoränenwalle steigt am Rohrachbache das Miocän bis auf 660 m an, also um 50 m höher als 7 km weiter nördlich bei Lautrach. Wir haben es als also hier mit einem Sohlengefälle des Memminger Schotters von 7‰ zu thun. Dies ist in unserem Aufrisse zur Darstellung gebracht. Auch die Sohle des Hitzenhofener Schotters steigt längs der Iller oberhalb des südlichen Memminger Profils erheblich steiler an als nördlich davon; wir treffen sie zwischen Steinbach und Kaltbronn in 680 m, also 40 m höher als kaum 3 km weiter nördlich, entsprechend einem Gefälle von 13‰; doch reicht sie unfern Legau noch bis 670 m herab, so dass sie bis dahin nur ein Sohlengefälle von höchstens 7,5‰ haben kann. Die Sohle des Grönenbacher Schotters erhebt sich von Zell bis Grönenbach um 25 m, von dort bis zum Greiter Thälchen ob Rothenstein, wo der Schotter an Mächtigkeit abnimmt, um weitere 30 m, entsprechend Gefällen von über 6‰ und über 13‰; kein Wunder, wenn dann unter der Alt-Endmoräne von Brandholz das Miocän bei 755 m ausstreicht. Unter dem Hochfeldschotter endlich hebt sich zwischen Niederdorf und Schrattenbach die Schottersohle auf 7 km Entfernung von 740 bis auf über 800 m, also um 10‰. Wir stellen in folgender Tabelle die Werte für das Oberflächen- und Sohlengefälle der Schotter um Grönenbach den oben hergeleiteten entsprechenden Werten für die Gegend von Memmingen gegenüber, um zu zeigen, wie stark beide sich mehren.

Gefälle in Promille		um Memmingen	um Grönenbach	Zunahme
Kronburger Schotter	Oberfl.	9	14	5
	Sohle	6	10	4
Grönenbacher Schotter	Oberfl.	5	9	4
	Sohle	4	9	5
Hitzenhofener Schotter	Oberfl.	3,6	7	4
	Sohle	3,6	7*)—13	4—6
Memminger Schotter	Oberfl.	3,6	11**)—12***)	7—8
	Sohle	3,6	7	3

*) Legauer Thal. **) Illerthal. ***) Memminger Thal.

Wir sehen, dass die Gefällssteigerung der Schottersohlen um Grönenbach beinahe noch grösser ist als die der Schotteroberflächen, ferner bemerken wir, dass die Sohle des Grönenbacher Schotters ebenso steil ansteigt, wie seine Oberfläche, was einer Mächtigkeitszunahme zu widersprechen scheint. Dies erklärt sich dadurch, dass wir die Gefällssteigerung bis zum Greiter Thälchen berechneten, das schon jenseits des Gebietes der Mächtigkeitszunahme liegt. Da letztere beim Hitzenhofener Schotter nicht merklich ist, kann der Parallelismus seines Sohlen- und Oberflächengefälles nicht überraschen; dass jenes an der Iller sogar steiler ist als dieses, dürfte darauf zurückzuführen sein, dass wir hier dicht am Rande des Schotterfeldes sind, wo sich bereits der seitliche Anstieg seines Bodens geltend macht.

Die Höhenverhältnisse des Hochfeldschotters südlich von Schrattenbach sind in unserer Zusammenstellung nicht berücksichtigt worden. Sie fügen sich nicht in das allgemeine Bild und erheischen eine besondere Würdigung. Finden wir doch von Schrattenbach an südwärts so gut wie keinen Anstieg der Schotteroberfläche mehr; sie hält sich mit ihren höchsten Partien bis zum Kronholze halbwegs Immenthal und Fleschützen ungefähr in der Höhe von 860 m, während ihre Sohle bis dahin noch einen Anstieg von höchstens 35 m, also von kaum 6‰ aufweist; darauf senken sich beide mässig südwärts gegen Wagegg zu, die Oberfläche um wenig über 20 m, die Sohle um höchstens 30 m, wobei sich gleichzeitig unter ihr Grundmoräne, bis 10 m mächtig, einstellt. Dies alles geschieht auf eine Entfernung von 3 km, das Oberflächen- und Sohlengefälle wären daher rückläufig etwa — 7‰ bez. — 10‰.

Wollen wir diese Verhältnisse erklären, so haben wir zunächst mit der Thatsache zu rechnen, dass uns von Schrattenbach an nicht mehr die ursprüngliche Oberfläche des Hochfeldschotters vorliegt, denn es sind ihm hier Moränen aufgesetzt. Teilweise gehören sie zum Jung-Endmoränenzuge, der hier mit 917 m seinen höchsten Punkt auf dem Alpenvorlande besitzt. Teilweise mögen aber darunter auch ältere sein — vielleicht Aequivalente des Hochfeldschotters, der, nach seinen Mächtigkeitsverhältnissen zu urteilen, bereits unfern Schrattenbach mit Moränen in Verknüpfung getreten ist und sich unter ihnen mit geminderter Mächtigkeit eine Strecke weit fortsetzt, wie es der Memminger Schotter südlich Ittelsburg thut. Die Mächtigkeitsabnahme des Hochfeldschotters und die Minderung seines Oberflächengefälles liessen sich so erklären, nicht aber die rückfällige Partie von Wagegg. Wir müssen, um sie zu verstehen, zu weiteren Annahmen greifen. Es drängen sich deren zwei auf. Entweder liegt im Miocän des Kronholzes lediglich eine isolierte Aufragung vor, welche allseitig umschüttet worden ist, und die Partie von Wagegg stellt eine südlich von ihr abgelagerte Schottermasse dar, deren Konnex mit nördlichen Vorkommnissen im allgemeinen durch Erosion aufgehoben worden und nur noch über den Miocänhügel hinweg intakt ist, oder es haben Krustenbewegungen stattgefunden, durch welche der Südzipfel des Hochfeldes verbogen worden ist. Diese Erklärung ist nach unserem Aufrisse die nächstliegende, der uns den Hochfeldschotter allerdings in 25facher Überhöhung sattelförmig gebogen zeigt; sie stimmt auch am besten mit der Höhenlage des Schotters östlich Obergünzburg, während die andere Erklärung lediglich, und zwar in etwas gezwungener, Weise die Höhenlage des Schotters um Wagegg verständlich macht und durch keinerlei Beobachtungen in der Nachbarschaft gestützt werden kann. Ist hiernach die Erklärung durch Krustenbewegungen die wahrscheinlichere, so wollen wir doch erst andere Gebiete kennen lernen, um Stellung zu nehmen. Handelt es sich doch um jugendliche Dislokationen, deren Nachweis wir so sicher als möglich zu erbringen haben.

V. Die Iller-Lechplatte. Fortsetzung.

Die vier Felder von Kaufbeuren. Profile. Gefällsverhältnisse und Verknüpfung mit Moränen. Schichtstörungen und Lücken des Hochfeldes. Parallelisierung mit den Feldern längs der Iller.

Die vier Felder von Kaufbeuren.

Einen kaum minder guten Einblick in den Aufbau der Iller-Lechplatte, wie die Umgebung von Memmingen gewährt die Gegend unterhalb Kaufbeuren (bayer. Atlasblatt Kaufbeuren Ost). Wir sind hier im breiten Wertachthale; diese alte Furche des Leches mündet in spitzem Winkel unterhalb Landsberg in dessen heutiges Thal

aber erst nach 35 km fliessen die beiden Flüsse unfern Augsburg zusammen. Sie sind bis dahin durch ein langgedehntes Feld getrennt, das die längs der Flüsse befindlichen Felder, von denen das eine den historischen Namen Lechfeld führt, um 10—15 m überragt. Auf seiner Nordspitze liegt die Stadt Augsburg, nach welcher wir es als Augsburger Feld bezeichnen wollen. In seiner ganzen Ausdehnung mit Lehm bedeckt, der bei Augsburg in Löss übergeht, steht es in Bezug auf den Wert seines Bodens dem benachbarten, steinigen Lechfelde weit voran. Es bildet ein weites Fruchtgefilde; das Lechfeld ist auch heute noch vielfach eine dürre Weidefläche, das Feld an der Wertach ist nass und in ausgedehntem Masse vertorft. Der Gegensatz ist ein ganz ähnlicher, wie zwischen dem Hitzenhofener und Memminger Felde.

Während die tieferen Felder an beiden Flüssen sich weiter aufwärts erstrecken, schwenkt das Augsburger Feld in das Wertachthal ein und setzt sich hier, durch das 3—4 km breite Wertachfeld von der Wertach getrennt, bis oberhalb Kaufbeuren fort. Der Riedel, der es hier vom Lechthale scheidet, überragt es um durchschnittlich 40 m, er ist im Norden ziemlich schmal, nimmt aber dann südwärts an Breite beträchtlich zu. Er bildet ein neues, beinahe in seiner ganzen Ausdehnung bewaldetes Feld. Nach dem grossen Rothwalde, den es trägt, heisse es das Rothwaldfeld. An seinem Nordende erhebt sich ein isolierter Pfeiler, der Stoffersberg bei Landsberg (687 m), auf seiner Westseite ein zweiter, die Höhe „Auf der Kanzel“ (783 m) östlich von Kaufbeuren. Auch hier ist die Aehnlichkeit mit der Gegend von Memmingen unverkennbar: unser Rothwaldfeld entspricht dem von Grönenbach; Stoffersberg und Kanzel haben in den Aufragungen von Kronburg und des Hohen Rain Seitenstücke. Alles in allem treffen wir auf dem Riedel zwischen Lech und Wertach die gleichen Abstufungen wie auf dem zwischen Iller und Memminger Trockenthal, und hier wie da wird jede einzelne Stufenfläche von einem ihr eigentümlichen Schotter gebildet.

Allerdings sind diese Schotter nicht so regelmässig durch Ausbisse des liegenden kontinentalen Mittelmiocän geschieden, wie um Memmingen. Insbesondere fehlt ein solcher auf grossen Strecken zwischen dem Augsburger Felde und dem angrenzenden Lechfelde. Aber gerade in der Stadt Augsburg ist er durch einen Quellhorizont angedeutet[1]) und weiter oberhalb unterscheiden sich die Schotter beider Felder ganz allgemein durch die Anzeichen verschiedenen Alters. Der höher gelegene ist oberflächlich, wie an zahlreichen Stellen wahrnehmbar, ziemlich tiefgründig verwittert, während die des Lech- und Wertachfeldes beinahe nackt unter einer sehr dünnen Verwitterungskrume zu Tage gehen und keine Lehmbedeckung haben. Dagegen ist der Schotter des Rothwaldfeldes gewöhnlich durch einen hohen Miocänausstrich von dem des Augsburger Feldes getrennt, und ein ebensolcher, aber minder hoher ist zwischen ihm und den dünnen Schotterlagen, welche den Stoffersberg und die Kanzel krönen, vorhanden. Dieser höchst gelegene Schotter ist zugleich am meisten verfestigt, während der des Rothwaldfeldes es nur selten, die beiden andern es nur ausnahmsweise sind. Wie bei Memmingen trägt also auch hier die höchste der Schotterablagerungen zugleich die Zeichen grössten Alters.

Profile.

Um sie näher kennen zu lernen, gehen wir vom Lechfelde in der Gegend von Landsberg am Lech, z. B. von der Eisenbahnstation Kaufering aus und wandern in wenig über 600 m Höhe

1) A. Geistbeck. XXXIII. Ber. d. naturw. Ver. für Schwaben u. Neuburg. 1898. S. 252.

auf Unter-Igling, stets über Schotter hinweg (bayer. Atlasblatt Landsberg W 1 : 50000, Positionsblatt 717, Landsberg 1 : 25000), welcher hier eine 5 km breite, gegen den Lech in kleinen Rändern abfallende Fläche bildet. Es ist das Lechfeld, unter welchem das Miocän am Lech bis in 580 m Höhe aufgeschlossen ist. Westlich Unter-Igling blicken wir auf den 10 m hohen Rand des Augsburger Feldes. Beim Anstiege treffen wir auf Schotter, darüber folgt Löss. Nun gehen wir südwärts auf den Stoffersberg. Sobald wir bei Ober-Igling uns über das Augsburger Feld erheben, wird der Boden sandig; wir kommen auf das Miocän, das wir weiter am Wege mehrfach aufgeschlossen finden. Erst wenn wir den Gipfel erreicht haben, treffen wir, dürftig aufgeschlossen, in über 680 m Höhe Nagelfluh mit sandsteinigem Bindemittel, vornehmlich aus Kalken bestehend. Weiter gegen Süden gehend, passieren wir zunächst lediglich Miocänsand, hier und da überstreut mit einzelnen Geröllen von Kieselgesteinen, den Verwitterungsrückständen von Schotter. Bei Erpfting erreichen wir das Rothwaldfeld, das hier bis 665 m ansteigt, also noch um 15 m unter der Sohle der Nagelfluh des 4 km weiter nördlich gelegenen Stoffersberges zurückbleibt. Sein Schotter ist in ungefähr 20 m Mächtigkeit am Rande gegen das Lechfeld westlich und südlich Erpfting zu sehen. Er besteht vornehmlich aus losem Kalkgerölle; seine Sohle liegt 25 m über dem Lechfelde, 20 m über dem westlich gelegenen Augsburger Felde. Besser aufgeschlossen ist er weiter südlich, an der Strasse von Mittelstetten nach Emmenhausen. Hier wird er an den Rändern des Feldes, das wir (bayer. Positionsblätter 1 : 25000, 739 u. 740, Waal und Leeder. Atlasblätter 1 : 50000 Kaufbeuren Ost und Weilheim West) in 673 m überschreiten, in grossen Kiesgruben ausgebeutet. Oestlich von uns haben wir einen hoch angestiegenen Ausläufer des Lechfeldes (630 m), westwärts das Augburger Feld (642 m), das hier immer noch 5 km Breite misst und bei Jengen das Wertachfeld um 10 m überragt. Seine Sohle ist durch die Singold bei Waal in wenig über 620 m Höhe aufgeschlossen.

Dicht nebeneinander und gut abgestuft treffen wir drei Schotter am Georgenberge bei Unter-Germaringen und am Beckstetter Berge (bayer. Atlasblatt 1 : 50000 Kaufbeuren Ost und Positionsblätter 1 : 25000, 738 u. 739, Wörishofen und Waal). Wir verlassen die Eisenbahn bei der Station Pforzen. Das Wertachfeld hat sich hier geteilt, wir befinden uns in 663 m Höhe auf dem Hauptfelde, das von Buchloe an über das am Flusse gelegene Teilfeld um 15 m angestiegen ist. Wir wandern auf ihm nordwärts. Der Linder Berg bei Rieden (675 m) vor uns ist eine Insel des Augsburger Feldes, dessen Schotter wir in den Gruben an der Strasse von Rieden nach Ketterschwang unter Verwitterungslehm entblösst finden. Aus der Insel erhebt sich der Beckstettener Berg bis auf 694 m. Beim Anstiege sehen wir im Brunnenwalde zunächst Miocänsand und dann von 685 m an alpines Gerölle, das in das Niveau des Rothwaldfeldes gehört. Wir wandern nun über Beckstetten, wo sich Moränen an die Schotter des Augsburger Feldes knüpfen, quer über den höheren Teil des Wertachfeldes nach Ketterschwang, wo wir den Rand des Augsburger Feldes erreichen. Seine Schotter sind südlich des Dorfes gegen den Gutenberger Wald in mehreren Gruben aufgeschlossen und werden hier durch einen Ausstrich von Miocänsanden vom höheren Wertachfelde getrennt. Weiter südwärts steigt das Gelände zum Georgenberge (720 m) an. Auf seinem Westabfalle finden wir dürftige Ausbisse von Schotter und Nagelfluh bis 700 m herab, deren Sohle das westlich angrenzende höhere Wertachfeld um 44 m, das östlich anstossende Augsburger Feld um 20—30 m überragt. Wir haben es wieder mit einem inselförmigen Reste des Rothwaldfeldes zu thun, welcher im Vereine mit dem des Beckstettener Berges das Feld zwischen Lech und Singold mit dem an der Mindel verknüpft.

Gefällsverhältnisse und Verknüpfung mit Moränen.

Drei unserer Schotter längs der Wertach zeigen dieselbe Gefällsentwicklung wie die der Memminger Gegend, wie unser Aufriss 2 Tafel I lehrt. Im Norden fallen sie sanfter als im Süden: Lech- und Wertachfeld sowie das Augsburger Feld heben sich nördlich der Mündung des Wertachthales mit kaum 4 ‰; im Wertachthale aber wird das Gefälle des Wertachfeldes von Buchloe bis gegen Kaufbeuren über 6 ‰; so dass es hier die langsam fallende Wertach mit ihrem Teilfelde um 30 m überragt. Ebenso mehrt das Augsburger Feld südlich von Waal sein Gefälle auf 6 ‰. Das Rothwaldfeld, das im nördlichen Teile des Riedels zwischen Lech- und Wertachthal sich um fast 6,5 ‰ hebt, steigt weiter südlich zunächst auf 8 ‰, dann schliesslich auf 10 ‰ an. In allen diesen Fällen geht die Mehrung des Gefälles Hand in Hand mit der der

Mächtigkeit. Nördlich Buchloe kaum 10 m mächtig, sind die Schotter des Wertachfeldes nördlich Kaufbeuren bereits 20 m stark geworden; die des Augsburger Feldes, im Norden nur 10 bis höchstens 15 m mächtig, verdicken sich nördlich Ketterschwang auf über 20 m, die des Rothwaldfeldes, welche unfern Erpfting mit 20 m Mächtigkeit abbrechen, werden im Denklinger Rothwalde über 40 m dick. Allenthalben dort, wo Gefälle und Mächtigkeit ein Maximum erreichen, vollzieht sich eine Verknüpfung der Schotter mit Moränen. Nördlich Kaufbeuren lagert sich auf das höhere Wertachfeld ein Kranz von Jung-Endmoränen, die dem Hauptzuge derselben angehören; vor ihnen stellen sich im Schotter gekritzte Geschiebe ein und erweisen ihn als fluvioglaciale Bildung. Unter den Moränen setzt er sich mit steilem Oberflächengefälle noch mindestens bis Biessenhofen, etwa 10 km weiter südlich fort, zugleich hebt sich aber hier unter ihm das Miocän rasch empor. Ganz ebenso verhält es sich mit dem Schotter des Augsburger Feldes südlich von Waal. Ihm sind zwischen Ober-Ostendorf und Lengenfeld Moränen aufgesetzt, die nur recht verschwommene Oberflächenformen zeigen, aber als solche in der grossen Kiesgrube zwischen den letzgenannten Dörfern gut charakterisiert sind. Unter ihnen erweist er sich durch das Vorkommen gekritzter Geschiebe als fluvioglaciale Bildung. Auch er setzt sich noch eine Strecke weit unter Moränen fort. Er beisst unter solchen bei Unter- und Ober-Germaringen aus, weiterhin streicht er unter den Jung-Endmoränen zwischen Mauerstetten und Reichenbach durch und erscheint zwischen Hausen und Gennachhausen wieder. Alle diese unter Moränen gelagerten, zum Schotter des Augsburger Feldes gestellten Vorkommnisse haben ein ziemlich beträchtliches Oberflächengefälle von 8‰, und ein ähnlich steiles Sohlengefälle. Es hebt sich unter ihnen die Oberfläche des Miocän alpenwärts viel steiler als weiter nördlich empor. Der Schotter des Rothwaldfeldes endlich ist in der südlichen Partie des Rothwaldes von Moränen ohne irgend welche ausgesprochene Formen bedeckt, die unmerklich in die obersten Schotterlagen übergehen. Sie bilden die höchste Partie des Waldes bei Königsried und zugleich den Südzipfel des weiten Feldes, das sich an die Molassenerhebung des Weichberges (910 m) mit der Kappelhöhe (967 m) anlehnt. Auch die Schottervorkommnisse um Bernbach fallen in sein Niveau; sie sind jedoch durch eine nicht unbeträchtliche Entfernung von ihm getrennt.

Die Aufschlüsse des Rothwaldfeldes sind in dem weiten Walde verstreut und ziemlich weit voneinander getrennt. Am besten überblicken wir sie, wenn wir von Asch im Lechthale aus das Ascher Thälchen aufwärts verfolgen (bayer. Atlasblätter Kaufbeuren Ost und Weilheim 1 : 50000, Positionsblätter 740, 763, 764 u. 780 : Leeder, Blonhofen, Denklingen und Bidingen 1 : 25000). Am Ausgange des Thälchens bietet uns die grosse Kiesgrube von Leeder zwischen 700 und 720 m einen guten Einblick in den typischen Schotter des Feldes. Er ist dann wieder dort aufgeschlossen, wo wir den Wiesengrund verlassen und in den Wald eintreten; grobes, vornehmlich aus Kalken bestehendes Gerölle mit fussgrossen Blöcken, nur stellenweise zu Nagelfluh verkittet. Weiter oberhalb, dort, wo die Verbindungslinie von Stocken nach Denklingen unser Thälchen quert, ist die Verkittung weiter geschritten; wir finden vornehmlich lockere, nach oben gröber werdende Nagelfluh. Nun treten wir in den Teil des Thales ein, welcher Stubenthal heisst, und treffen hier in der Nähe von Höhenzahl 774 m des Positionsblattes Blonhofen auf eine mittelstückige Kalknagelfluh mit sandsteinigem Bindemittel, am Gehänge von gröberem Gerölle überlagert, welches um so mehr moränenähnlich wird, je weiter nach Süden wir gelangen, bis endlich um Königsried eine bereits ziemlich stark angewitterte, blockreiche Moräne von 20 m Mächtigkeit vorliegt, in der wir ebenso wie in den übrigen erwähnten Vorkommnissen Geschiebe diluvialer Nagelfluh nicht gefunden haben.

Abweichend sind die Verhältnisse am Westrande des Rothwaldfeldes gegen das Thal des Hühnerbaches hin. Von Frankenhofen bis zum Ilsingbichel hin streicht am Gehänge über dem

Miocän, das sich 15—20 m über die Thalsohle erhebt, grauer Kalkschotter aus, der an einigen Stellen, namentlich in einem verlassenen Steinbruche unfern des Ilsingbichel zu Nagelfluh verkittet ist und dann grosse Aehnlichkeit mit der Nagelfluh von Höhenzahl 774 m im Stubenthale hat, während seine losen Partien an die Schotter am Ausgange des Aschthales erinnern. Wir stellen ihn daher zu den Rothwaldschottern. Höher liegt loses Gerölle, das im Gegensatze zum unteren Rollsteine, ja ganze abgewaschene Schollen der diluvialen Nagelfluh enthält und auf der Höhe mit schlammigen Grundmoränen verknüpft ist. Es ist namentlich im Hohlwege südlich Stocken an der Strasse von Osterzell nach Schongau gut erschlossen. Seine Grenze gegen den unteren Schotter konnte nicht näher verfolgt werden; im erwähnten verlassenen Steinbruche wird die liegende Nagelfluh vom hangenden Gerölle durch ein Lehmband geschieden, dessen Natur in dem bereits stark verfallenen Aufschlusse nicht festgestellt werden konnte. Die hangende Moräne sieht weit frischer aus als die tiefgründig angewitterte von Königsried; wir glauben sie daher von dieser trennen zu sollen; während wir letztere als ein Aequivalent des Rothwaldschotters erachten, vereinigen wir die Moränen am rechten Ufer des Hühnerbaches mit der genau nördlich von ihnen befindlichen zwischen Ober-Ostendorf und Lengenfeld und betrachten sie mit dem Schotter des Augsburger Feldes als eine Serie, zu der wir auch die an Nagelfluhgeröllen reichen Schotter des Rothwaldes rechnen.

Der höchste Schotter zwischen Lech und Wertach liegt uns nur in zwei Hauben auf dem Kanzel- und Stoffersberge in dürftigen Aufschlüssen vor. Ausgedehnter ist er links der Wertach; er krönt hier die Höhen über Kaufbeuren, sowie die unterhalb der Thalgabelung bei Türkheim, wo die Flossach aus dem Wertachthale, begleitet von einer 2 km breiten Thalsohle, ins Mindelthal hinüberfliesst. Er trägt fast allenthalben denselben Charakter. Es ist meist eine feste, vornehmlich aus Kalken bestehende Nagelfluh, in welcher Gerölle von Gesteinen der Zentralzone um so häufiger werden, je weiter man nach Norden kommt. Das Bindemittel ist gewöhnlich sandsteinig. Vielfach sind die Gerölle etwas angewittert, die des Urgesteins mürbe. Im Norden ist der Schotter häufig ganz zu Rotkies verwittert. Die Lagerung ist in grossen Zügen ähnlich der des Hochfeldschotters um Memmingen. Die Partie westlich Kaufbeuern hat ein recht steiles Oberflächen- und Sohlengefälle; wir finden sie im Höllgraben südwestlich von Kaufbeuren in 820 bez. 790 m, 3 km weiter nördlich am Wartthurme Gross Kemnat in 800 bez. 770 m und wieder 3 km nördlich an der grossen Kiesgrube nördlich Irrsee bei 765 bez. 747 m. Darnach haben wir hier Gefälle von 7 ‰ bezw. 8—12 ‰ und zugleich eine Dickenabnahme gegen Nord. Wesentlich flacher ist der höchste Schotter im Norden der Thalgabelung von Türkheim gelagert. Bis in die Gegend von Augsburg senkt er sich um etwa 4 ‰ und zwar im Süden stärker als im Norden.

Unsere beiden höchsten Schottervorkommnisse zwischen Wertach und Lech ordnen sich befriedigend in diese Lagerungsverhältnisse ein; der Schotter auf der Kanzel liegt ebenso hoch wie genau westlich von ihm der von Gross Kemnat, und der des Stoffersberges so hoch, wie er nach den Gefällsverhältnissen des Hochfeldes zwischen Mindel nnd Wertach erwartet werden kann. Dies gilt auch vom Schotter auf der Kanzel. Er fällt gleichfalls in die ideale Fortsetzung jener Hochfläche. Darnach könnte man annehmen, dass der höchste Schotter von Augsburg an gleichmässig mit einem Gefälle von etwa 5 ‰ bis in die Breite von Kaufbeuren ansteige. Dem aber widersprechen die Lagerungsverhältnisse um Kaufbeuren, die einen fast doppelt so steilen Anstieg verraten. Man kann hieraus zwei Schlüsse ziehen: entweder sind die Lagerungsverhältnisse des höchsten Schotters links der Wertach unterhalb von Kaufbeuren andere gewesen als rechts vom Flusse, oder, wenn sie auf beiden Seiten des Flusses dieselben waren, so muss auf die steil geneigte Fläche von Kaufbeuren eine erheblich sanfter geneigte gefolgt sein, an die sich unterhalb der Thalgabelung abermals eine steiler

geneigte anschloss. Eine derartige Gefällsentwickelung aber harmoniert nicht mit den Regeln der Schotteraufschüttung, nach welchen die entstandenen Felder eine stetige Gefällsabnahme haben sollten, und wir müssten, um jene Gefällsknickungen zu erklären, zur Annahme einer geringen Verbiegung des Hochfeldes greifen, wie wir sie in der Gegend von Memmingen um Ober-Günzburg machten. Es ist angesichts der grossen Zerstückelung des höchsten Schotterfeldes um Kaufbeuren nicht möglich, zwischen beiden Erklärungsmöglichkeiten zu wählen.

Schichtstörungen und Lücken des Hochfeldes.

Zwingender liegen die Verhältnisse weiter im Norden. Hier überragt nordwestlich von Augsburg der Staufersberg (575 m) um nicht weniger als beinahe 60 m die Hochfläche zwischen Mindel und Lech. Gleichwohl ist er, vergl. unser Profil Fig. 6, von denselben Schottern gekrönt, die ringsumher in viel tieferem Niveau die Hochfläche bilden. Ein derartiges Heraustreten eines Schottervorkommnisses aus seiner Umgebung kann nicht durch irgend welche Unregelmässigkeiten bei der Ablagerung erklärt werden; wir können uns nicht vorstellen, dass dieselben Gewässer, die östlich und westlich von

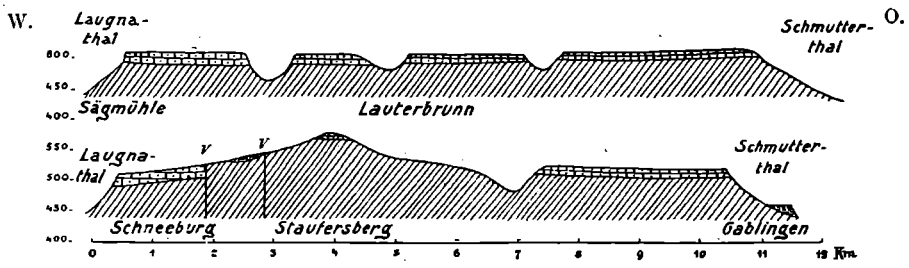


Fig. 5. u. 6.

Die Lagerung des Hochfeldes (älteren Deckenschotters) um Welden, unfern Augsburg, in westöstlich streichenden Profilen. Oben ungestörte Partie bei Lauterbrunn, unten gestörte bei Welden. Älterer Deckenschotter: Mauerwerk. Miocän schraffiert. Bei Gablingen Hochterassenschotter. V V Mutmassliche Verwerfungen.

unserem Berge Schotter zwischen 500 und 510 m ablagerten, auch auf seinen Gipfel zwischen 570 und 575 m alpines Gerölle hinauftrugen. Wir müssen zur Annahme einer Hebung greifen, welche den Staufersberg samt seiner nächsten Umgebung betraf, und in dieser Annahme werden wir durch eine nähere Würdigung der geologischen Verhältnisse der Gegend bestärkt.

Es stehen uns hierfür bereits die neueren geologischen Aufnahmen auf Blatt XVI., Nördlingen, von Gümbels geognostischer Karte von Bayern 1:100000 zur Verfügung, welche L. von Ammon ausgeführt hat. Zur topographischen Orientierung dienen am besten die bayerischen Positionsblätter 1:25000 586 Welden und 615 Horgau. Ich habe sie 1884 geologisch aufgenommen, um die bei meinen Übersichtsaufnahmen 1881 aufgefundenen Unregelmässigkeiten in den Lagerungsverhältnissen näher kennen zu lernen; meine Kartierung stimmt mit der v. Ammons überein. Wir gehen von Welden aus und wandern zunächst nördlich vom Markte bei Lauterbrunn und Affaltern vorbei in östlicher Richtung zum Schmutterthale (Profil Fig. 5). Wir überschreiten das Hochfeld bei Affaltern in wenig über 500 m Höhe. Erst nahe dem Lechthale bei Lützelburg hebt es sich höher, wir finden die Sohle seines Schotters anfänglich 490 m, dann über 500 m hoch. Die Lagerung ist hier die normale. Dann folgen wir einem 3—4 km weiter südlich gelegenen Profile (Fig. 6) gleichfälls von West nach Ost. Unfern des Laugnathales erreichen wir das Hochfeld südöstlich von Welden bei der Schneeburg in 513 m Höhe und bemerken, dass es allmählich ansteigt. Bald sind wir über 520 m hoch. Nun hebt sich das Land rascher, wir treffen zwischen 525 und 530 m abermals Gerölle, und höher hin-

auf Miocänsand, der fast bis zum Gipfel des Staufersberges anhält Oben erschliesst eine kleine Grube in 570 Höhe verwittertes Gerölle vom Typus des Rotkies. Die Kalke sind gänzlich bis auf Skelette verwittert. Gleichwohl unterscheidet es sich wesentlich von dem tiefer gelegenen, in der Richtung nach Heretsried mehrfach ausstreichenden Miocänkies, der nur aus Quarzen und Silikatgesteinen besteht, und dem die Verwitterungsreste anderer Gesteine fehlen. Steigen wir in ostsüdöstlicher Richtung abwärts, so treffen wir auf der Kuppe 539 m am Singenbauern-Holze auf das gleiche Gerölle, und weiterhin streicht es am Rande der Waldabteilung Hafendecke zwischen 540 und 550 m Höhe aus; von hier senkt es sich rasch ostwärts. Bereits in 0,5 km Entfernung liegt es zwischen 530 und 540 m, und halbwegs Rettenbergen haben wir es wieder in 525 m Höhe. Auf einer Strecke von 7 km hebt sich also unser Gerölle in der Richtung des Streichens seines Feldes von 500—510 auf 570—575 m und senkt sich auf 520—525 m wieder herab. Beides geschieht in jähen Absätzen, die Verwerfungen mutmassen lassen.

Ähnliches wiederholt sich in einem weiter südlich gelegenen Schnitte. Östlich von Zusmarshausen begegnen wir dem Höhenschotter am Lindgraben nur unwesentlich höher als bei Welden, nämlich zwischen 510 und 518 m; von hier an hebt sich ostwärts der Miocänsand bis in die Gegend von Streitheim auf 540 m empor, wird aber dann im Buchholze wieder von alpinem Gerölle bedeckt; dieses erhebt sich auf 550 m, aber seine Sohle senkt sich hier gegen Osten bereits wieder auf 725 m herab, und im Rauhen Forste bei Aystetten haben wir den Schotter wieder in gleicher Höhe wie bei Zusmarshausen. Abermals hat er sich im Streichen seines Feldes um 40 m gehoben und wieder gesenkt. Gehen wir endlich von Nord nach Süd in der Richtung des Fallens unseres Hochfeldes (vergl. Aufriss 2 Tafel I), so treffen wir den Schotter bei Aystetten zwischen 520 nnd 530 m.

2,5 km nördlich davon westlich der Hafendecke zwischen 545 und 550 m
2 km „ auf dem Staufersberge zwischen 570 und 575 m
1,5 km „ am Schellenberge bei Lauterbrunn zwischen 490 und 500 m.

Um Aystetten und Lauterbrunn haben wir etwas mehr als das normale Gefälle unseres Schotters, nämlich 5‰, aber zwischen beiden Orten hebt er sich 70 m über die ihm regelmässig zukommende Höhe und setzt nur 1,5 km nördlich davon wie mit einem Rucke wieder in der normalen Höhe ein. Dabei bietet sich kein Anhalt dafür, dass vielleicht ein noch älterer Schotter aus dem von uns als ältesten erachteten Felde heraussteigt. Zwar ist das Vorkommen am Staufersberge isoliert, aber die benachbarten Schotter im Forstbuche bei Streitheim, in der Hafendecke östlich Bonstetten, endlich die im „Langen Zuge" zwischen Aystetten und Adelsried haben ein solches Sohlen- und Oberflächengefälle, dass an ihrer Schrägestellung nicht zu zweifeln ist. Insbesondere lässt sich das ununterbrochene Absinken des Streitheimer Schotters gegen Welden hin deutlich verfolgen. Bei einer solchen Sachlage wird man auch den isolierten Schotter auf der Höhe des Staufersberges für ein dislociertes Stück des Hochfeldschotters erachten müssen, der hier längs einer nordöstlich streichenden Linie über seine Umgebung herausgehoben ist. Wir haben dies in Fig. 6 schematisch durch Einzeichnung zweier hypothetischer Verwerfungen V V zu veranschaulichen gesucht.

Südlich unseres Gebietes, wo die Lagerung des höchsten Schotters in der geschilderten Weise gestört ist, haben wir es in der Gegend zwischen Dinkelscherben, Ziemetshausen und Gessertshausen mit einer grösseren Lücke in seiner Verbreitung zu thun, die sich zugleich als eine Vertiefung im Lande geltend macht. Fast rings um sie herum streicht der Schotter des Hochfeldes, allerdings in nicht unbeträchtlich verschiedenen Höhen aus, und unter ihm beisst das Miocän aus, das, wie es scheint, auch die Sohle des vertorften Bodens unseres Beckens bildet. Dasselbe trägt hiernach den Stempel eines Erosionsgebildes. In wie weit die Krustenbewegungen, welche in der Nachbarschaft zur Erhebung des Schotters auf dem Staufersberge geführt haben, an seiner Entstehung beteiligt waren, lässt sich nicht mit Bestimmtheit sagen. Möglicherweise liegt hier eine alte Aufragung vor, welche von den alpinen Schottern nur wenig oder gar nicht bedeckt war, und wegen des Fehlens dieser schützenden Decke leicht bis unter das Niveau ihrer Umgebung abgetragen werden konnte.

Parallelisierung mit den Feldern längs der Iller.

Ueberblicken wir nunmehr die Gliederung der Schotter in der Gegend von Kaufbeuren, so sehen wir hier längs Wertach und Lech vier einzelne Abteilungen in genau derselben Weise entfaltet, wie um Memmingen unfern der Iller. Sie tragen insgesamt das Gepräge fluvioglacialer Formationen, was sich für die drei jüngeren durch ihre Verknüpfung mit Moränen sicher erweisen lässt, während wir für den ältesten uns nur auf Analogieschlüsse stützen können. Ihre Lagerung ist längs der Iller und des Leches übereinstimmend; namentlich zeigen sich hier wie da Unregelmässigkeiten im Auftreten des Hochfeldes, die wir nur durch Annahme von Schichtenstörungen zu erklären vermögen.

Ist schon der Parallelismus in der Entwicklung dieser vier Schotterbildungen ein Grund, sie paarweise miteinander zu identifizieren, so giebt es noch ganz bestimmte weitere Gründe, die beiden ältesten und jüngsten je einander gleichzustellen. Der Hochfeldschotter lässt sich von der rechten Seite des Memminger Trockenthales, wo wir ihn so typisch entwickelt fanden, bis an das linke Wertachgehänge oberhalb Kaufbeuren beinahe ununterbrochen verfolgen. Man hat es an beiden Stellen mit den Rändern ein und derselben Schotterdecke zu thun; das Hochfeld reicht bis Kaufbeuren, und rechts der Wertach sind der Stoffersberg und die Höhe auf der Kanzel ebensolche Zeugen seiner früheren Ausdehnung wie Kronburg und Hohenrain links des Memminger Trockenthales.

Die jüngsten Schotterfelder unserer beiden Gegenden haben gemein, dass sie am grossen Jung-Endmoränenzuge beginnen und Äquivalente desselben sind. Wir sahen, wie das Memmingerfeld zu ihm am Rohrachbache und unweit Ittelsburg heranreicht. Von hier verfolgen wir ihn über Schrattenbach auf das Hochfeld zu seiner höchsten Erhebung südlich Untrasried, er steigt dann bei Immenthal in der Furche zwischen Wildpoldsried und Obergünsburg herab, wo ein südlicher seiner Wälle die Gewässer zwischen der südlich fliessenden Leubas und der östlichen Günz scheidet, und streckt sich bis Günzach nordwärts vor. Von hier zieht er sich über Huttenwang auf die Höhen südwestlich Kaufbeuren, um im Wertachthale bis nördlich der Stadt vorzubiegen, wo an ihm das obere Wertachfeld beginnt. Nun biegt er sich über Mauerstetten, Stettwang, Oedwang, und Bidingen bis zum Südende des Rothwaldes zurück, den er bei Ruderatsried quert, worauf er sich über Sachsenried und Schwabsoien am Südrande des Waldes entlang zieht und sich nördlich Hohenfurth in das Lechthal hineinbaut. Hier beginnt an ihm, anfänglich steil abfallend, in einer Mächtigkeit von fast 60 m der Schotter des Lechfeldes. Er ist ein Altersgenosse von demjenigen des Memminger Feldes. Nachdem also die jüngsten gleich den ältesten Schottern um Memmingen und Kaufbeuren für gleich alt zu erachten sind, ist der Schluss, dass die des Grönenbacher und Rothwaldfeldes sowie die des Hitzenhofener und Augsburger Feldes je einander entsprechen, angesichts ihrer sonstigen Ähnlichkeiten gerechtfertigt.

III. Die Iller-Lechplatte. Schluss.

Parallelisierung der neuen Schottergliederung mit der früheren. Der jüngere Deckenschotter als neues Glied zwischen Hochterrassen- und Deckenschotter. Der ältere Deckenschotter. Eiszeitliche Schichtenstörungen. Der jüngere Deckenschotter. Der Hochterrassenschotter. Lehm und Löss. Der Niederterrassenschotter. Autochthone und allochthone Thäler.

Parallelisierung der neuen Schottergliederung mit der früheren.

Die in der Gegend von Memmingen und Kaufbeuren gewonnene Gliederung der Schotter der Iller-Lechplatte weicht von den Ergebnissen früherer Untersuchungen ab.

Wir konnten vier Schotterbildungen unterscheiden, während früher nur deren drei bekannt waren, nämlich der Deckenschotter, anfänglich Stufe der diluvialen Nagelfluh genannt, der Hochterrassenschotter, den wir zuerst mittleren liegenden Schotter hiessen, und der Niederterrassenschotter — ursprünglich unterer Glacialschotter bezeichnet. Von diesen drei Gliedern erkennen wir zwei ohne weiteres unter den vier nunmehr bei Memmingen und Kaufbeuren nachgewiesenen. Unser Hochfeldschotter breitet sich als eine Decke über das Land, er ist der typische Deckenschotter der früheren Einteilung. Ebenso sind die tiefsten Schotter des Memminger Feldes und Lechfeldes unverkennbar Niederterrassenschotter. Sie entbehren gleich diesem der Lehmbedeckung, beginnen am Bogen der Jung-Endmoränen und bilden die niederen Terrassen an den Flüssen. Fraglich ist nur, welcher von den beiden noch bleibenden Schottern, ob der des Hitzenhofener-, bez. Augsburger-, oder der des Grönenbacher- bez. Rothwaldfeldes als Hochterrassenschotter zu gelten hat.

Der Entscheid hierüber wird uns dadurch erleichtert, dass es gerade im Bereiche der Iller-Lechplatte war, wo die Dreigliederung der Schotter des alpinen Glacialsystems aufgestellt worden ist. Als Typus des mittleren liegenden Schotters galten mir die des Augsburger und Hitzenhofener Feldes. Sie sind der eigentliche Hochterrassenschotter. Sohin ist der des Grönenbacher und des Rothwaldfeldes das neue Glied unter den fluvioglacialen Schottern des Alpenvorlandes. In ihrem Auftreten haben sie viel Ähnlichkeit mit dem Deckenschotter, weswegen sie anfänglich von ihm nicht geschieden werden konnten, als für die Untersuchung nur Karten älteren Datums ohne Höhenangaben zur Verfügung standen.

Mein Profil vom Illerthale bei Grönenbach zum Lechthale unterhalb Schongau (V. D. A. Taf. II. Fig. 7) stellt zunächst zwischen Iller- und Memminger Trockenthal den Grönenbacher Schotter, dann bis zum Mühlbachthale den Hochfeldschotter und östlich der Wertach den Rothwaldschotter als Stufe der diluvialen Nagelfluh dar; ihre verschiedenen Höhenlagen treten deutlich entgegen, aber es fehlte damals die Kenntnis der Stellen (Kronburg, Auf der Kanzel), die zu einer Trennung nötigen; wo beide Schotter, wie zwischen Mühlbach und Wertachthal nebeneinander vorkommen, ist es erst nach Erscheinen der bayerischen Positionsblätter möglich geworden, sie voneinander zu sondern.

Das Ergebnis unserer bisherigen Betrachtung besteht also darin, dass die fluvioglacialen Schotterbildungen des deutschen Alpenvorlandes um ein neues Glied vermehrt werden, das nicht wie die „Mittelterrasse“ Steinmanns[1]) und anderer rheinischer Geologen zwischen die Hoch- und Niederterrassenschotter, sondern zwischen die Hochterrassen und Deckenschotter einzuschalten ist. Da es durch eine Teilung des Deckenschotters in zwei Glieder erhalten worden ist, wollen wir es als jüngeren Deckenschotter dem Reste desselben, dem älteren Deckenschotter gegenüberstellen.

Der ältere Deckenschotter.

Wir können nunmehr versuchen, die einzelnen Schotter der Iller-Lechplatte gesondert zu betrachten. Am weitesten verbreitet ist der ältere Deckenschotter, er erstreckt sich über die ganze Platte und liefert deren Rahmen. Im Süden bricht er längs der Linie Biessenhofen-Günzach-Wagegg steil gegen das Moränengebiet ab, das nur in Form eines schmalen Saumes bis zur Linie Schrattenbach, Ronsberg, Friesenried, Kaufbeuren auf die Platte übergreift. Im Osten und Westen derselben reicht der ältere Deckenschotter dort, wo sie zwischen dem Rhein- und Isargletscher gelegen ist, nicht bis zu ihrem

1) Ueber die Gliederung des Pleistocän im badischen Oberlande. Mitt. bad. geol. Landesanstalt, II. 1893. S. 745 (760).

Rande, hier begrenzen ihn die grossen Felder des jüngeren Deckenschotters. Erst weiter nördlich tritt er bis an die beiden Längsseiten des Schottergebietes und greift zusammenhängend im Westen über die Iller und im Osten über den Lech; er liegt hier in beiden Fällen höher als das angrenzende Tertiärgelände. Teilweise ist dies wohl die Folge einer Dislokation, die wir noch kennen lernen werden, grösserenteils aber wohl bloss eine Folge der Denudation, welcher die ursprünglich höheren, aus Sanden und Mergeln zusammengesetzten Tertiärhügel nicht so zu widerstehen vermochten, wie das ursprünglich tiefer gelegene Schotterfeld.

Im Norden bezeichnet die Donau die Grenze des älteren Deckenschotters. Er erstreckt sich an ihr nicht abwärts. Unterhalb der Neuburger Donauenge ist er bislang nicht nachgewiesen worden. Er fehlt im weiten Gebiete des Ingolstädter Beckens; wir müssen daher annehmen, dass zur Zeit seiner Ablagerung die Donau nicht wie heute durch die Neuburger Enge abfloss. Es bot sich ihr ein anderer Ausweg nach Norden, nämlich das Wellheimer Trockenthal, das bei Rennertshofen dicht oberhalb der Neuburger Donauenge in einer Breite von durchnittlich 500 m nordwärts in den Jura hinein abbiegt und bei Dollenstein das Altmühlthal erreicht; dieses besitzt von hier an abwärts eine weit grössere Breite als zuvor (der höchste Punkt der Wasserscheide liegt nur 404 m hoch). Dass die Thalflucht Rennertshofen-Dollenstein bis zur Altmühlmündung bei Kelheim in die Donau einst in der That von der Donau durchflossen wurde, lehren die von Gümbel erwähnten Vorkommnisse alpinen Gerölls in ihr.[1]) Das eine befindet sich bei Hütting im Wellheimer Trockenthale wenig über, das andere bei Arnsberg im Altmühlthale wenig unter 400 m Höhe. Eine genaue Parallelisierung dieser Vorkommnisse mit denen des Alpenvorlandes ist nicht möglich, da letztere, wie wir sehen werden, gestört lagern.

Dass die Donau vom Altmühlthale aus, wie ich 1887 als nicht unwahrscheinlich hinstellte (Das Deutsche Reich 1887 9. 168), sich in das fränkische Becken ergossen habe, kann ich heute auf Grund der morphologischen Entwickelung des Altmühlthales nicht mehr glauben. Es ist eng und schmal bis zur Mündung des Wellheimer Trockenthales und nimmt dann mit einem Male eine weit stattlichere Breite an. Der grosse Fluss kam vom Trockenthale und floss an der Altmühl abwärts. Seither hat H. Thürach (Ueber ein Vorkommen von Geschieben alpiner Gesteine bei Treuchtlingen nördlich des fränkischen Jura. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898 S 623) im Altmühlthale oberhalb der Mündung des Wellheimer Trockenthales bei Treuchtlingen, gut gerundete, rote Kiesel gefunden, die ihn an alpine Radiolarienkiesel erinnerten. Er bringt sie, da er ein Ueberfliessen der Donau aus dem Altmühlthale nach dem fränkischen Becken aus gleichen Gründen, wie hier entwickelt, nicht anzunehmen vermag, mit der Möglichkeit eines grossen alpinen Gletschers, der bis auf die Höhen des fränkischen Jura reichte, in Zusammenhang; jedoch bezeichnet er selbst dies als eine blosse Annahme, die noch durch Beobachtungen zu stützen wäre. Wir sind auf der Höhe des Jura 70 km von den nächsten deutlichen Spuren alter alpiner Gletscher entfernt, und im Zwischengebiete habe ich auf dem Alpenvorlande auch nicht die geringste Erscheinung gefunden, die auf frühere Gletscherwirkungen deutete. Das spricht nicht für eine solche Annahme. Thürach erwähnt ferner des Vorkommens von Deckenschotter nördlich der Donau beiderseits vom Südende des Wellheimer Trockenthales bei Rohrbach und Sigellohe. Gümbels Karte (Blatt XV Ingolstadt) verzeichnet hier Löss mit Geröllen. Unter letzteren fand Thürach (S. 625) rote Radiolarienkiesel alpiner Herkunft, und sehr selten (bei Sigellohe) krystalinische Gesteine des Grundgebirges. Nach diesem Befunde ist es zweifelhaft, ob wirklich Deckenschotter vorliegt der in der Nachbarschaft allenthalben reich an Geröllen krystallinischer Gesteine ist, zumal da die von Thürach erwähnten Stellen erheblich höher gelegen sind als die benachbarten Deckenschottervorkommnisse von Burgheim und selbst höher als die gehobenen von St. Wolfgang. Wenn wir sehen, dass das Quarzgeröll des Mittelmiocäns bis dicht am Jura, z. B. südlich

1) Kurze Erläuterungen zu dem Blatte Neumarkt XIV der geognostischen Karte des Königsreichs Bayern 1888 S. 42. Desgleichen zu dem Blatte Ingolstadt XV S. 31.

Ingolstadt, Rollsteine alpiner Herkunft führt, unter denen die roten Radiolarien-Hornsteine nie fehlen, so werden wir dem Vorkommen einzelner alpiner Rollsteine auf dem Jura keine grosse Bedeutung für das Eiszeitproblem einräumen.

Das Material des älteren Deckenschotters der Iller-Lechplatte ist alpin. Seine Hauptmasse wird aus Rollsteinen von Alpenkalken gebildet; dazu gesellen sich noch solche aus der Flysch- und aus der Molassenzone, sowie, nie fehlend, die krystallinischer Grundgesteine. Links der Iller sind sie häufig; man trifft unter ihnen die Zentralgesteine des Rheinthales an; hier findet man auch zahlreiche Rollsteine von Kreidekalken aus Vorarlberg. Unzweifelhaft ist hier der Deckenschotter aus dem Rheinthale herzuleiten; dieses rheinische Material kann an der Nordseite der Platte an der Lechmündnng vorbei, wo es bei Mertingen recht auffällig ist, bis an die Neuburger Donauenge verfolgt werden. Rheinische Gewässer speisten also zur älteren Deckenschotterzeit die obere Donau. Zwischen Iller und Lech walten Gerölle aus deren Alpenthälern vor, jedoch fehlen auch hier nie solche von Zentralgesteinen, nämlich von Glimmerschiefern und Gneissen; die charakteristischen Hornblendegesteine der Zentralalpen aber fehlen ganz oder treten sehr zurück. Es ist schwer, diese Zentralgesteine auf ein bestimmtes Thalgebiet in den Alpen zurückzuführen. Sie stimmen petrographisch mit den Urgebirgsgeröllen der Molassenzone zwischen Iller und Lech überein und dürften aus derselben herrühren. An Häufigkeit nehmen sie nach Norden hin zu. Dies dürfte grösstenteils dadurch verursacht sein, dass sie widerstandsfähiger als die Kalke sind und der Abrollung besser trotzen; teilweise mag es aber auch dadurch bedingt sein, dass sie ihm aus dem liegenden Mittelmiocän, dem dann und wann Gerölle krystallinischer Gesteine beigemengt sind, beigesellt sind. Mit der relativen Zunahme dieser Gerölle mindert sich die Verfestigung des Schotters; nahe den Alpen eine feste Nagelfluh bildend, ist er längs der Donau allenthalben locker.

Ein sehr auffälliger Gemengteil in den nordöstlichen Partien des älteren Deckenschotters ist das Material aus dem nördlich gelegenen Juragebirge. Es findet sich in Form von Blöcken mit gelegentlich 0,5 m Durchmesser auf den Höhen rechts der Mindelmündung unfern Aislingen, bei Zusmarshausen, bei Dinkelscherben und Lauterbrunn unfern Welden westlich des Leches, sowie bei Thierhaupten und auf den Höhen neben dem grossen Donaumoose zwischen Pöttmes und Gundelsdorf östlich desselben. Hier und da findet sich ferner Juragerölle; bei Zusmarshausen und Lauterbrunn setzt es die unteren Partien des Schotters zusammen. Diese Blöcke und Rollsteine von Jurakalk können nicht direkt aus dem Juragebirge hergeleitet werden; denn sie finden sich durchweg in einer Entfernung von 20—30 km von demselben im Bereiche des nordwärts fallenden Deckenschotters, also im Ablagerungsgebiete von Flüssen, die nach dem Jura hin flossen und nicht von diesem her kamen. Sie fehlen ferner bemerkenswerterweise in den dem Jura zunächst gelegenen Schottervorkommnissen längs des ganzen Nordrandes der Decke mit alleiniger Ausnahme der Umgebung von Aislingen. Sie sind mutmasslich auch dem liegenden Mittelmiocän entnommen, in dem mehrfach (Markt unterhalb Augsburg, Gegend von Aichach) eckige Trümmer von Jurakalk wahrgenommen wurden.

Auch die Herkunft des alpinen Materiales bietet ein Problem. Der ältere Deckenschotter reicht nicht bis an die Alpen heran, aus denen er stammt; ein Streifen tiefer gelegenen Landes von mindestens 30 km Breite trennt ihn von denselben; im Gebiete, wo er aus Rheingesteinen besteht, liegt zwischen ihm und dem Gebirge das weite Bodenseebecken. Seine Verknüpfung mit Moränen bei Wagegg ist in dieser Hinsicht wichtig; sie kennzeichnet ihn als fluvioglaciale Bildung, abgelagert am Saume von Gletschern, die sich in unserm

Gebiete nicht ganz so weit aus den Alpen erstreckten wie die letzte Vergletscherung. Sein Abbrechen nach Süden hin, das Auftreten rheinischer Gesteine in ihm fern vom Rheinthale wird hierdurch befriedigend erklärt.

Die Ansicht K. Sappers (Wie ist die diluviale Nagelfluh der bayrischen Hochebene entstanden? Ausland LXIII 1890 S. 213), dass die diluviale Nagelfluh der bayerischen Hochebene, die wir im wesentlichen mit unserm älteren Deckenschotter parallelisieren können, präglacial sei und einer besonderen Zeit kräftiger Wildbachwirkungen entstamme, wird durch die Aufschlüsse von Wagegg entkräftet. Sie stehen in ihrer Art in unserm Gebiete nicht allein. Auch am Höchsten, der beträchtlichsten Erhebung des Bodenseegebietes, findet sich eine Verknüpfung von älteren Deckenschottern und Moränen, die wir später, bei Betrachtung des alten Rheingletschers, kennen lernen werden

Eiszeitliche Schichtenstörungen.

Die Lagerungsverhältnisse des älteren Deckenschotters erhellen aus unserer Darstellung der Höhenlage seiner Oberfläche in Fig. 7. Sie wurde im Norden dadurch erhalten, dass wir nach den höchsten Punkten der Platte ein System von

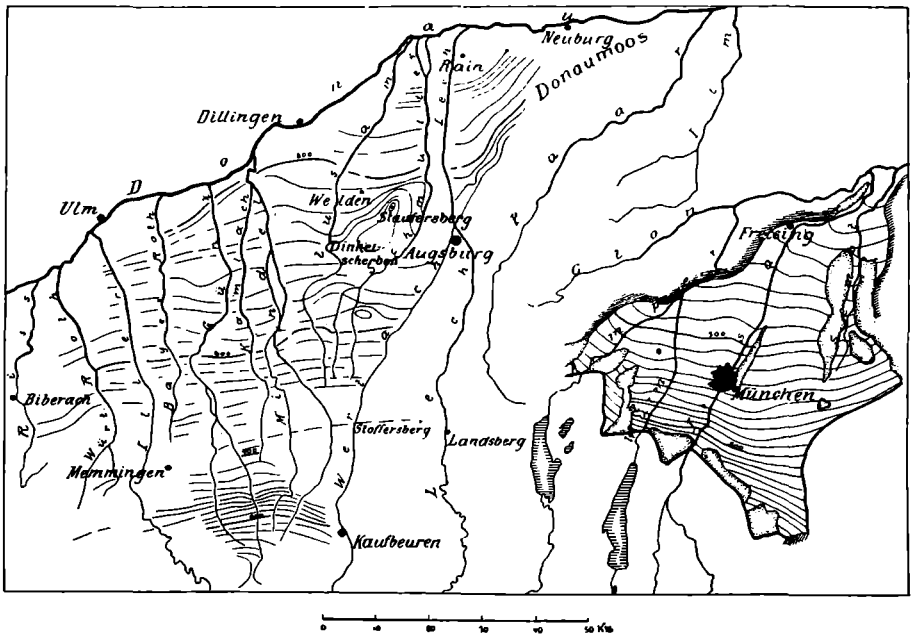


Fig. 7. Isohypsenkarte der Oberfläche des älteren Deckenschotters der Iller-Lech-Platte und des Niederterrassenfeldes der Münchener schiefen Ebene. Massstab: 1 : 400 000. Die Isohypsen sind von 10 zu 10 m gezogen, von 100 zu 100 m verstärkt. Beim Münchener Felde ist die Umrandung eingezeichnet. Starke Linien: Jung-Endmoränen. Punktiert: ältere glaciale und fluvioglaciale Ablagerungen. Schraffiert: Tertiär-Hügelland.

Isohypsen konstruierten, welche zugleich annähernd die der Oberfläche des älteren Deckenschotters sind, da dessen Lehmbedeckung eine sehr unbedeutende ist. Im Süden, wo sich Moränen über die Decke breiten, wurde zur Konstruktion eine obere Kante verwendet. Unsere Darstellung zeigt uns auf den ersten Blick, dass der ältere Deckenschotter Schwabens nordwärts mit einer geringen Abweichung (10°) nach Westen fällt, dass aber südlich

der Linie Memmingen-Kaufbeuren sein Gefälle erheblich steiler (10 ‰) ist als nördlich von ihr (3—4 ‰). Zwischen diesen beiden verschieden steil geneigten Partien der Decke kann der Schotter nirgends ununterbrochen hindurch verfolgt werden. Eine Flucht von Querverbindungen zieht sich hier, die einzelnen Parallelthäler gegeneinander öffnend, vom Illerthale zum Lechthale und zeichnet der Eisenbahnlinie Buchloe-Memmingen die Richtung so bestimmt vor, dass sie nirgends bis auf die Höhe der Platte zu steigen braucht. Das steile Gefälle der südlichen Partie beschränkt sich auf eine schmale Zone nahe dem Südrande der Decke; es mindert sich in ihrem südlichsten Ausläufer südlich von Obergünzburg, und wird schliesslich unfern Wagegg rückläufig, wie wir einzeln verfolgten. Mag vielleicht das einzelne Profil eine andere Deutung zulassen, die Gesamtheit der Höhenlage der beobachteten Punkte der Decke macht zweifellos, dass sie nahe an ihrem Südsaume eine sattelförmige Aufwölbung beschreibt, an welche sich zwischen Ottobeuren und Kaufbeuren eine muldenförmige Einbiegung knüpft, und in dieser ist ihr Zusammenhang durch nachträgliche Erosion zerstört worden.

Neben dieser einen grossen Unregelmässigkeit in der Lagerung am Südrande der Decke zeigt uns unser Kärtchen eine weitere Gruppe von solchen in ihrem Norden. Sie offenbaren sich zunächst an ihrem Rande gegen die Donau hin. Unser Aufriss 3 Tafel I zeigt hier kein solch regelmässiges Gefälle derselben wie längs des Iller- und Lechthales. Bis unterhalb der Mindelmündung liegt die Decke nahezu horizontal; ihre Höhen haben eher einen kleinen Anstieg flussabwärts als ein Gefälle; sie bewegen sich um 500 m. Dann, von Holzheim an (gegenüber Dillingen), beginnt das Hochfeld sich mit einemmale rasch zu senken und fällt mit 4 ‰ bis zur Mündung des Leches; unterhalb derselben ist es eine Strecke weit horizontal, dann hebt es sich zuerst langsam, schliesslich sprungweise bis zum Rande des Donaumooses, wo die Decke nur wenig tiefer liegt als an der Mündung der Iller, 90 km weiter oberhalb!

Diese auffällige Thatsache beschränkt sich nicht etwa bloss auf den Aufriss, den wir thunlichst dem Nordrande der Decke anschmiegten, sondern beherrscht, wie unser Kärtchen ihrer Höhenlage erkennen lässt, ihren ganzen 10—15 km breiten Nordsaum. Er zeigt zwischen Iller und Mindel kein Gefälle donauabwärts, die Isohypsen des Hochfeldes laufen hier genau parallel zur Donau: östlich der Mindel ändert sich dann das Streichen, die Isohypsen laufen rein westöstlich bis über den Lech, dann schwenken sie plötzlich nach Nordosten ab. Profile durch den Nordsaum der Decke parallel zur Donau zeigen daher allgemein kein Gefälle von deren Oberfläche bis zur Mindel, dann ein Sinken derselben bis über den Lech hinaus, hierauf ein jähes Ansteigen auf die Höhen westlich vom Donaumoose. Hier nun bricht der ältere Deckenschotter mit einemmale gegen das angrenzende durchschnittlich 100 m tiefer gelegene Gelände ab. Gelegentlich meiner geologischen Aufnahme dieses Teiles von Blatt XV der geognostischen Karte von Bayern konnte ich nicht die geringste Spur von älterem Deckenschotter im Bereiche des Donaumooses oder im Paarthale auffinden; ausschliesslich herrschen hier unter meist dünner Lehmbedeckung die Sande, Kiese und Mergel des kontinentalen Mittelmiocäns. Das zwingt zur Annahme, dass hier seit Ablagerung des älteren Deckenschotters eine sehr bedeutende Umgestaltung der Landoberfläche eingetreten ist. Was heute tief ist, muss damals hoch gewesen sein.

Diese Umgestaltung kann nicht auf eine Wirkung ungleich starker Denudation zurückgeführt werden, wie weiter südlich, wo der Deckenschotter bei Augsburg links des

Leches wenig höher liegt als das Tertiärgelände rechts des Flusses; denn wir haben hier neben der Decke nicht eine reife Thallandschaft, sondern das weite offene Becken des Donaumooses, das sich mit fast horizontalem Boden zwischen Pöttmes und Ingolstadt erstreckt. Allerdings herrschen hier miocäne Sande, welche so leicht beweglich sind, dass sie mehrfach zu Dünen zusammengeweht worden sind, wogegen die umliegenden Höhen im Nordwesten, vom Deckenschotter gekrönt, sowie im Südosten, aus Moicänkies bestehend, ziemlich widerstandsfähig sind; aber im Bereiche des Mooses fehlen die sonst charakteristischen Erosionsformen des Tertiärhügellandes. Dieselben tauchen unter seinen ebenen Boden unter; dieser dringt in die Thälchen hinein, und Sandhügel ragen aus ihm heraus. Das deutet darauf, dass im Winkel zwischen Neuburg an der Donau, Pöttmes und Ingolstadt nicht die Erosion, sondern die Akkumulation formengebend thätig gewesen, wie sie dort eintritt, wo ein Land unter seine Erosionsbasis gesunken ist. Die geomorphologischen Charaktere des Donaumooses sind die einer gesunkenen Gegend, während der Schichtbau seines Nordwestrandes auf eine Hebung deutet.

Wir können dies an der Hand von Blatt XV der geognostischen Spezialkarte von Bayern und der bayerischen Positionsblätter 501 Burgheim, 502 Neuburg, 529 Holzheim, 530 Ehekirchen, 558 Thierhaupten, 559 Pöttmes, 560 Aindling, auf Grund deren ich die geologische Aufnahme ausführte, verfolgen. Gehen wir vom Donauthale bei Burgheim aus, so sehen wir den älteren Deckenschotter im Unterhausener Forste bei Leidling sich allmählich von 440 m auf 460 m heben, dann schnellt er nördlich Sinning auf nur 0,5 km Entfernung bis 480 m empor und bildet in dieser Höhe, sichtlich bereits stark abgetragen, zwei kleine Kuppen. Nördlich vom Mühlbache finden wir ihn bis Buch und Bonsal in 450—460 m Höhe; weiter östlich erhebt er sich bei St. Wolfgang auf 480 m, im Streichholze auf 490 m; bei St. Wolfgang und östlich Bonsal liegt die höhere Partie nur 500 m von der tieferen entfernt und ist von ihr durch einen Tertiärausstrich getrennt, weswegen hier wie nördlich Sinning an eine Verwerfung zu denken ist, die, nordnordöstlich streichend, den Deckenschotter des Ostens um 20—30 m hebt. Südlich vom Mühlbache können wir den älteren Deckenschotter von Baierdilling, Wächtering und Mochenbach beinahe bis an den Rand des Donaumooses bei Ehekirchen in gleicher Höhe von 450—460 m verfolgen. Weiter südlich, im Quellgebiete der kleinen Paar dagegen hat er wieder einen ausgesprochenen Anstieg zum Donaumoose hin, den wir in ununterbrochenen Ausstrichen zwischen Unter-Paar und dem Gumpenberg bei Pöttmes, zwischen Heimpersdorf und dem Gernholze bei Gundelsdorf verfolgen können. Das Hochfeld hebt sich längs letzterer Linie auf 4 km Entfernung von 500 auf 525 m, also um mehr als 6‰ nach Südosten. Ganz ebenso verhält es sich südlich von Aindling unfern des Leches am Deckenrande. Ununterbrochene Schotterausbisse geleiten uns in 1,5 km Entfernung bei Almernding und Scherneck von 500 m auf 541 m am Bramholze empor, die Decke fällt also hier mit 27‰ gegen Nordwesten.

Wir haben rechts des Leches am Ostsaume der Decke zwei Störungen des älteren Deckenschotters. Südlich Pöttmes ist er schräge gestellt worden und hat ein zum Teil sehr beträchtliches Gefälle nach Nordwesten erhalten; nördlich Pöttmes, von Ehekirchen an, ist er leicht geneigt und längs einer nordnordöstlich streichenden Linie zerrissen worden. Dazwischen liegt ein ungestörter Streifen. Das alles weist auf eine hier stattgehabte Hebung eines schmalen Landstreifens über das Niveau seiner Umgebung, wogegen das Donaumoos auf eine Senkung in weit grösserem Umfange zu schliessen gestattet. Wir haben zwischen Aindling und Neuburg a. D. den aufgepressten Rand eines Senkungsfeldes vor uns, der am Raidlberge bei Pöttmes (523 m) 123 m hoch über den angrenzenden Ausläufern des Donaumooses liegt. Das weist auf eine Vertikalverschiebung von erheblich mehr als 100 m.

Das Gebiet der Dislokationen des Deckenschotters am rechten Lechufer hängt nicht mit dem links des Flusses zusammen, das wir am Staufersberge bei Welden kennen gelernt haben. Es ist von ihm durch einen Streifen mit normaler Lagerung des Schotters, nament-

lich links des Leches unterbrochen. Aber der Typus und die Richtung der Dislokationen sind hier wie da dieselben. Wir lernten auch am Staufersberge ein jähes Emporschnellen des Schotters längs einer nordöstlich streichenden Linie kennen, und daneben haben wir es mit Schrägestellungen seiner Oberfläche zu thun. Insgesamt ordnen sich die Störungen im Norden des Deckenschotters in eine nordöstlich, also parallel dem Abfalle des Jura streichende Zone, während die Aufsattelung von Obergünzburg parallel zu den Ostalpen läuft. In beiden Fällen werden die Hebungszonen vom Gebirge durch Streifen Landes getrennt, wo nach der allgemeinen Lagerung des Deckenschotters ungestörte Lagerung herrscht; denn eine solche haben wir ebensowohl südlich des Sattels von Obergünzburg, wie an der Donau nördlich des Staufersberges und der Pöttmes-Dislokationen nach dem Niveau der Schotterdecke anzunehmen.

Das Vorkommen von Juramaterial im älteren Deckenschotter beschränkt sich, wie es scheint, auf das Gebiet der nördlichen Dislokationen. Wenn es hier, wie wir annehmen müssen, aus dem Miocän stammt, so würden wir in letzterem gerade im Gebiete unserer Störungen eine besondere Anreicherung von Juratrümmern anzunehmen haben, die mit älteren, bereits von statten gegangenen Dislokationen in Zusammenhang gebracht werden könnten.

Bemerkenswert ist, dass wir aus dem Gebiete der eiszeitlichen Schichtstörungen von Pöttmes und Welden das mysteriöse Schallphänomen der Luftpuffe kennen, das man mehr und mehr mit seismischen Bewegungen in Zusammenhang bringt. Ich hörte solche selbst zwischen Burgheim und Pöttmes; wiederholt sind sie unfern Welden wahrgenommen. (Ein mysteriöses Phänomen der Geophysik. Meteorologische Zeitschrift 1897 S. 193.)

Neben den geschilderten Schichtstörungen des Deckenschotters giebt es wahrscheinlich noch zahlreiche andere, die sich jetzt lediglich in Unregelmässigkeiten im Verlaufe der Isohypsen seiner Oberfläche aussprechen. Im Süden, im Günzthale, giebt es solche bei Ronsberg und Rettenbach, im Norden zwischen oberer Zusam und oberer Schmutter; die Rücken östlich von Ziemetshausen und der Buchberg bei Siegertshofen treten hier nach der Karte aus dem Niveau der Decke sichtlich heraus.

Der jüngere Deckenschotter.

Der jüngere Deckenschotter der Iller-Lechplatte beschränkt sich im wesentlichen auf drei grosse Felder. Das eine haben wir in der Gegend von Memmingen als Grönenbacher Feld kennen gelernt; es biegt nach Nordwesten in das Thal der württembergischen Roth ab und vereinigt sich hier mit mehreren Zuflussfeldern, die vom Bogen des Rheingletschers kommen. Das zweite liegt in der Mitte der Platte; es folgt im wesentlichen dem Laufe der Mindel. Um Mindelheim nimmt es eine deckenähnliche Verbreitung, weiter abwärts bildet es eine verhältnismässig schmale, hochgelegene Terrasse, die auf Blatt XVI der geognostischen Karte von Bayern zur Hochterasse gerechnet wird, der sie jedoch nicht angehören kann, da sie unterhalb Burgau die Donau in erheblich höherem Niveau erreicht (470 m), als der dortigen Hochterasse entspricht (450 m). Das dritte Feld der jüngeren Decke haben wir als Rothwaldfeld zwischen Wertach und Lech bis in die Gegend von Landsberg verfolgt. Weiter abwärts fehlt es im Lechthale. Die kleinen Rudimente am St. Georgen- und Beckstettener Berge verknüpfen es mit den Vorkommnissen an der Mindel, doch weist sein Oberflächengefälle auf eine andere Abflussrichtung seiner Gewässer. Das Feld senkt sich im ganzen Rothwalde nach Nordnordosten, also in der Richtung auf die Amper zu. Wir werden hier im Zungengebiete des Isargletschers unter den Moränen Schotter kennen lernen, die mutmasslich in seine Fortsetzung gehören.

Der jüngere Deckenschotter erstreckt sich dort, wo beide nebeneinader vorkommen, weniger weit nach Süden als der ältere. Dagegen tritt er auf der Südhälfte der Platte

mehr nach Osten und Westen hinaus. An der Donau fehlt er so gut wie gänzlich; wir können sein Niveau hier nur nach den Stellen rekonstruieren, wo er im Riss- und Mindelthale sich dem Flusse nähert. Lediglich bei Burgheim a. D. findet sich eine kleine Schotterterrasse in 425 m Höhe, die ihrem Niveau nach auf jüngeren Deckenschotter bezogen werden kann; sie ist in Aufriss 3 Tafel I ihm zugewiesen worden. Ich habe sie auf Blatt XV der geognostischen Karte Bayerns zum verschwemmten Diluvialgeröll gestellt, welches an der Donau die Ausstriche des Liegenden unter den Diluvialterrassen häufig überzieht. Nach den Niveauverhältnissen stand der Donau zur jüngeren Deckenzeit noch der Weg ins Altmühlthal offen. Ob sie ihn eingeschlagen hat, ist noch zu erweisen; denn aus der südlichen Partie des Wellheimer Trockenthales bietet sich auch ein direkter Weg in das Ingolstädter Becken, dem die Schutter folgt. Seine Dimensionen deuten an, dass er einmal von einem kräftigeren Rinnsal benutzt wurde.

Das Material des jüngeren Deckenschotters ist bei weitem weniger einheitlich als das des älteren. Im Rothwaldfelde, längs der Mindel und bei Memmingen ist er ein reiner Kalkschotter, im Gebiete der württembergischen Roth enthält er viele rheinische Gesteine; seine Lagerung ist, soweit sich aus seinen allerdings nur dürftig bekannten Niveaus entnehmen lässt, ungestört.

Der Hochterrassenschotter.

Haben wir es nur mit drei grösseren Feldern des jüngeren Deckenschotters zu thun, so tritt uns der Hochterrassenschotter in deren fünf entgegen. Das grösste begleitet die Riss zur Donau, es entsteht aus mehreren einzelnen Feldern; ein zweites die bayerische Roth, ein drittes die Günz, ein viertes die Kamlach, die sich unfern der Donau in die Mindel ergiesst, ein fünftes den Lech. Lediglich an der Iller und Mindel sind bisher noch keine Hochterrassen wahrgenommen worden. (Vergl. Fig. 37 im 2. Kap. IV) Bemerkenswert ist, dass die einzelnen Felder aus den Thälern, in denen sie beginnen, in andere übertreten. Der durch seine Führung von rheinischen Gesteinen ausgezeichnete Teil des Hitzenhofener Feldes bei Memmingen zieht sich aus dem Illerthal ins Thal der bayerischen Roth; der Teil des Feldes, der aus dem Memminger Trockenthal kommt, setzt sich im Thale der Günz fort; die Hochterrassen des Mindelthales streichen ins Kamlachthal. Fast regelmässig sind zwischen Iller und Lech die Unterläufe der heutigen Flüsse mit anderen Oberläufen als zur Hochterrassenzeit kombiniert.

Alle Hochterrassenfelder beginnen an älteren Moränenwällen und reichen als Oberflächenformen nicht so weit wie die Niederterrassenfelder, die an den weiter südlich gelegenen Jung-Endmoränen beginnen. Am ausgedehntesten ist dies für das Augsburger Feld zu verfolgen. Es verknüpft sich nicht bloss bei Westendorf, wie wir sahen, mit Moränen, sondern lehnt sich auf dem rechten Lechufer fast auf der ganzen Strecke von Landsberg bis Steinach bei Mering an den äusseren Moränengürtel des Isargletschers, was sich zwischen Lech und Wertach noch in seinem nordnordwestlichen Oberflächengefälle zu erkennen giebt.

Die nahe Beziehung des Augsburger Feldes zum Moränengürtel des Isargletschers offenbart sich vor allem in seiner Zusammensetzung: es ist reich an zentralalpinen Gesteinen, die vom Eise quer durch die oberbayerischen Kalkalpen getragen worden sind. Petrographisch ist der Hochterrassenschotter längs des Leches recht ähnlich dem des Rissgebietes und jenem des Thales der bayerischen Roth, die beide rheinisches Material enthalten. Während in der jüngeren Deckenschotterzeit die Gewässer der Iller-Lechplatte nach Norden divergierten und von der Iller westwärts zur Riss und

vom Lech ostwärts zur Isar abflossen, konvergierten sie hier zur Hochterrassenzeit: Rheingerölle wurde im Thale der bayerischen Roth, Isargerölle im Lechthale zur Donau gefrachtet. Ein solch tiefgreifender Wechsel in der Richtung der Entwässerungslinien ist nicht wohl denkbar ohne Veränderungen in den Abdachungsverhältnissen; wir werden dadurch zu der Annahme geführt, dass auch zwischen der jüngeren Deckenschotter- und der Hochterrassenzeit Krustenbewegungen spielten, von denen wir allerdings nichts in den Niveauverhältnissen des ersteren erkennen.

Sehr ausgedehnt ist der Hochterrassenschotter an der Donau entwickelt. Er bildet links des Stromes die breite, wenig hohe, lössbedeckte Terrasse, auf welcher Lauingen, Dillingen und Höchstädt liegen. Er lässt sich in Rudimenten auch am rechten Ufer bei Mertingen und Burgheim verfolgen. Fehlt er zwar in der Neuburger Donauenge, so findet er sich doch unmittelbar unterhalb derselben südlich von Neuburg, wo er eine Strecke weit nach dem Donaumoos hin vorspringt, weswegen die Enge zur Hochterrassenzeit von der Donau durchflossen gewesen sein muss. Weit verbreitet sind die Hochterrassen weiter unterhalb im Ingolstädter Becken, wo sie sich wie im oberen Becken am linken Thalgehänge halten. Die Blätter XV und XVI der geognostischen Karte von Bayern verzeichnen ihr Vorkommen.

Lehm und Löss.

Die Felder der drei eben betrachteten Schotter sind mit Lehm bedeckt, dessen Mächtigkeit nach Norden zur Donau hin zunimmt, wobei er zugleich in Löss übergeht. Dies geschieht auf dem Hochterrassenschotter zuerst. Auf ihm treffen wir bereits in der Gegend von Memmingen echten, fossilführenden Löss, welcher hier seine oberste Grenze in Mitteleuropa (600 m) erreicht. Echter Löss findet sich ferner bereits südlich Augsburg, während er sich auf der Höhe der Platte erst nahe der Donau einstellt. Dies verschiedene Verhalten der Lehmhülle auf dem älteren Deckenschotter und dem Hochterrassenschotter kann dahin gedeutet werden, dass sie verschiedener Art sind; aber da in Mitteleuropa der Löss in einer bestimmten Höhe in der Regel in Lehm übergeht, so kann es auch Folge der verschiedenen Lage oben auf der Höhe und unten im Thale sein.

Die Lössdecken unserer drei älteren Schotterfelder sind nicht regelmässig ausgebreitet. Zumal auf den Hochterrassen schwellen sie stellenweise, z. B. bei Memmingen und südlich Augsburg, recht bedeutend auf 5—6 m Mächtigkeit an, um sich dann wieder auf Lagen von kaum 1 m Dicke auszudünnen. Die mächtigeren Partieen treten aus den Hochterrassenfeldern heraus und steigen an den höheren Thalgehängen empor. Ihre Verbreitungsgrenzen decken sich daher nicht mit denen des Schotters. Nahe der Donau wird dies Herausgreifen zur Regel und findet so ausgiebig statt, dass der Löss der älteren Decke mit dem der Hochterrassen verwächst und ein einheitlicher Mantel über das Land gebreitet erscheint, welcher nur an den nach Westen gekehrten steileren Thalgehängen unterbrochen wird, während er auf den östlichen sanfteren das Land einförmig verhüllt. Nördlich der Donau tritt der Löss sowohl in der Horizontalen wie in der Vertikalen bedeutend aus den Grenzen der Hochterrassen heraus; um Dillingen reicht er bis über 500 m hinauf, bei Ingolstadt über 400 m.

Der Niederterrassenschotter.

Die Niederterrassen senken sich allenthalben bald in die Thalsohlen herab. Ihr Verlauf entspricht daher dem der heutigen Flüsse und weicht von dem der Hochterrassen mehrfach ab. Dem Illerthal folgt auf seiner ganzen Länge eine Niederterrasse; die Thalgabelung bei Türkheim, wo ein Stück des Bodens vom Wertachthale

längs der Flossach sich zur Mindel zieht, wird vom Niederterrassenschotter mitgemacht Dagegen folgt die Niederterrasse des Leches nicht dem Laufe der Paar, welche bei Ottmaring, unfern Augsburg, seine breite Thalsohle verlässt und direkt auf Ingolstadt fliesst. Die Niederterrasse längs ihres Laufes besteht lediglich aus dem Materiale des angrenzenden Tertiärhügellandes.

Der Niederterrassenschotter ist nirgends von Löss bedeckt. Seine weiten Felder sind trocken und mit ausgedehnten Wäldern bestanden, so lange sie merklich über Thal ansteigen, sobald sie aber in die Thalsohlen herabgesunken sind, sind vielfach versumpft und tragen grosse Moore. Seine Zusammensetzung entspricht der des Hochterrassenschotters: im Westen bis zur Iller herrscht rheinisches Material, im Osten sind die durch das Isargebiet gewanderten Zentralgesteine bis ins Lechthal gekommen.

Autochthone und allochthone Thäler.

Die eiszeitliche Entwickelung der Iller-Lechplatte, die wir nun in ihrer Gesamtheit überblicken, ist gekennzeichnet durch das Abwechseln von Zeiten der Schotteraufschüttung und solchen der Thalvertiefung. Beide betreffen namentlich die Thäler, welche im Süden unseres Gebietes an den Moränen beginnen, während die dazwischengelegenen Furchen, die in ihrer gesamten Länge in die Platte fallen und deren Südrand nicht erreichen, eine viel einfachere Entwicklung zu durchlaufen haben. Sie sind seit Ablagerung des älteren Deckenschotters ziemlich ununterbrochen vertieft worden; lediglich ihre unteren Strecken haben, während in den benachbarten Thälern grosse Massen alpinen Gerölls aufgeschüttet worden sind, durch den dadurch bewirkten Rückstau eine unbedeutende Zuschüttung mit ihrem eigenen Schotter erfahren; dabei blieben sie so breit, wie es der Grösse ihrer Flüsse entsprach, während jene aussergewöhnliche Breiten erhielten, wobei ihre Scheidewände mehrfach fielen. Der Gegensatz zwischen den allochthonen Thälern, deren Wurzeln ausserhalb der Platte liegen und den autochthonen, die auf sie beschränkt sind, beherrscht ihre Oberflächengestaltung.

Dieser Gegensatz drängt sich am kraftvollsten auf, wenn wir auf der Platte die Thäler links der Mindel mit jenen rechts derselben vergleichen: Links vier breitsohlige Parallelthäler, deren Sohlen und Terrassenfelder fast ebenso breit sind, wie die Riedel zwischen ihnen; der ältere Deckenschotter beschränkt auf schmale langgedehnte Rücken, die häufig unterbrochen sind, so dass die Thäler gegeneinander an ihren Seiten geöffnet sind; der Übertritt vom einen zum andern ist leicht möglich und hat thatsächlich, wie wir gesehen, auch stattgefunden. Wir haben ein wahres Thalgeflecht vor uns, für dessen Entwicklung die Thalverbreiterung der charakteristische Zug ist; sie verschmälerte die Riedel und schuf die Öffnungen zwischen ihnen. Rechts der Mindel das regelmässig sich verzweigende Thalgeäst der Zusam und Schmutter; zwischen den einzelnen Thälern stehen noch breite Riedel, die man überschreiten muss, wenn man das Gebiet durchqueren will. Nur eine einzige Öffnung von Belang besteht zwischen beiden: das Dinkelscherbener Moos im Bereiche der Schichtstörungen des Staufersberges. Die Eisenbahn von Augsburg nach Ulm sucht sie auf, muss aber dann in tiefem Einschnitte bei Gabelbacher Greut den Riedel zwischen Zusam und Mindel durchmessen. Sonst sind die Thalseiten geschlossen, Öffnungen existieren nur an den Hintergehängen. Sie bekunden, dass die rückwärtige Erosion die Thalbildung beherrscht. Sie hat erst ganz allmählich das Geäste herausgebildet, das lehrt deutlich die Öffnung des Thales der obersten Neufnach, eines Zuflusses der Schmutter. Schon an ihrer Quelle durch-

schneidet sie den älteren Deckenschotter bis unter seine Sohle und fliesst unter dem Niveau des jüngeren Deckenschotters im benachbarten Mindelthale. Dieser aber tritt nicht in sie ein. Die Öffnung war zur Zeit seiner Ablagerung noch nicht vorhanden.

Sehr lehrreich ist in dieser Beziehung das Verhältnis von Paar und Lech. Das Paarthal ist gegen das Lechthal vollständig geöffnet, aber die Niederterrasse des letzteren dringt nicht darin ein; die Schotteranhäufung war nicht weit genug gediehen, um zu einem Überfliessen zu führen. Würde sie heute neuerlich beginnen, so würde letzteres eintreten, und der Lech würde längs des heutigen Paarthales auf kürzerem Wege nach Ingolstadt gelangen; wir hätten dann zunächst eine Thalgabelung, wie sie bei Türkheim stattfindet, und daraus würde sich die Thalverlegung entwickeln. Wir haben in unserem Gebiete alle Stadien von rückwärtigen Thalöffnungen bis zur Thalgabelung und Thalverlegung nebeneinander: die rückwärtigen Öffnungen knüpfen sich an die Zeiten der Erosion, die Gabelungen und Verlegungen an die der Akkumulation. So wird uns verständlich, warum in unserem Gebiete so vielfache Flussverlegungen von der Zeit der jüngeren Decke zu der der Hochterrasse, von dieser zu jener der Niederterrasse stattgefunden haben. Indem ferner zwischen Lech und Iller alle Thäler in das Bereich fluvioglacialer, allochthoner Aufschüttung kamen, wurden sie, wie wir später begründen werden, verbreitert und dabei seitlich gegeneinander geöffnet; so entstand hier das Thalgeflecht, während in dem nördlichen Teile der Platte, der zwischen den grossen Abflussrinnen gelegen ist, die Thäler eine rein autochthone Entwickelung durchliefen und eng und schmal blieben.

IV. Die schiefe Ebene von München.

Geographischer Überblick und Litteratur. Überlagerung dreier Schotter übereinander im Isarthal oberhalb München. Höllriegelsgereuth. Pullach und Grosshesselohe. Baierbrunn und Grünwald. Parallelisierung der drei Münchener Schotter. Isarthal um Schäftlarn und Wolfratshausen. Münchener Deckenschotter. Die Überlagerung dreier Schotten im Würmthale, im Gleissenthale und Mangfallthale. Aufragungen älterer Schotter am Rande der schiefen Ebene. Verschüttung älterer Thäler. Aufragungen in der Mitte der schiefen Ebene. Nordende der schiefen Ebene. Ihre Entstehung durch Zusammenwachsen von vier verschiedenen Thälern. Isarthal unterhalb Landshut. Donauthal unterhalb der Isarmündung Epigenesis und präglaciales Alter des Donaudurchbruches von Passau.

Geographischer Überblick und Litteratur.

In der Gestaltung des deutschen Alpenvorlandes bildet die schiefe Ebene von München einen der auffälligsten Züge. Nordwärts zieht sie sich weit in jenes Tertiärhügelland hinein, das rechts vom Lech die Nordhälfte des Alpenvorlandes bildet. Gegen Süden schaltet sie sich zwischen die Moränenbogen des Isar- und Inngletschers und erstreckt sich bis nahe an den Fuss der Alpen. Ihre grösste Breite erreicht sie im Parallele von München. Sie misst von Bruck a. d. Amper bis Hohenlinden 55 km. Nahezu rings umrahmt von mässig südwärts ansteigenden Höhen erscheint sie beckenähnlich und hat als Becken von Christian Gruber[1]) eine eingehende Darstellung gefunden. Doch viel markanter ist ihr Charakter als schiefe Ebene. (Vergl. Fig. 7 S. 51). Im Süden hat sie bis in die Gegend von München ein Gefälle von 6—7 $^0/_{00}$, im Norden allerdings nur von 2—3 $^0/_0$ aber die Gesamtsumme ihres Falles von der Gegend von Holzkirchen (ca. 700 m) bis nach Moosburg (415 m) ist mehrmals so gross wie der ihrer Umrahmung.

1) Das Münchener Becken. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde I. 4. 1885.

Von groben alpinen Schottern aufgebaut, stellt die Münchener schiefe Ebene ein fast unverletztes grosses Schotterfeld dar. Im Süden ist es nur in weiten Abständen von einigen wenigen schluchtähnlichen Thälern zerschnitten, von denen zwei, der Teufelsgraben und das Gleissenthal, der Gerinne entbehren. Im Norden fliessen die Flüsse in seinem Niveau, weswegen hier das Grundwasser in seiner ganzen Breite zu Tage tritt und ausgedehnte Versumpfungen verursacht hat. Im Süden zwischen den Thälern ist es ein wasserarmes Waldgebiet, im Norden trägt es grosse Moore, rechts der Isar das Erdinger, links das Dachauer Moos. Eine ähnliche Trennung von trockenen Waldgebieten und nassen Moosflächen wiederholt sich fast vielfach auf den südbayerischen Niederterrassen. Nur wenige Aufragungen erheben sich mitten aus dem weiten, nach Gruber 1485 qkm messenden Felde. Eine ausgedehntere begleitet seine Medianachse rechts der Isar; es ist der Riedel von Haidhausen. Einige kleinere liegen im Erdinger und Dachauer Moose. Dagegen wird sein Saum vielfach von inselförmigen Erhebungen begleitet. Angesichts der Moränen löst es sich in einzelne Schotterstränge auf, die quer durch den äusseren Moränenzug hindurch bis zum Zuge der Jung-Endmoränen greifen und vor demselben in der Regel miteinander verwachsen, so dass die äusseren Moränen insuliert werden. Das gilt für die ganze Südwest- und Ostgrenze. Auch an der Nordwestgrenze, wo das etwa dreieckige Feld an die Landschaft der Hügel anstösst, löst sich von ihm ein Strang ab, welcher die Hügel von Freising insuliert. Ihm folgt die Amper. Ein kürzerer Strang, welcher jene Hügelinsel unterhalb Freising durchsetzt, entbehrt heute des Gerinnes; er hat der Eisenbahn München-Landshut zwischen Marzling und Rast die Richtung vorgezeichnet. Gleich der Iller-Lechplatte ist die schiefe Ebene auf eine einzige Entwässerungsader angewiesen; kann jene als eine riesige trichterförmige Erweiterung des Donauthales gelten, so stellt diese viel deutlicher noch eine solche des Isarthales dar.

Sehen wir von älteren Arbeiten ab, welche noch nicht die engen Beziehungen der Münchener schiefen Ebene zu den Eiszeitbildungen kannten, so wurde der erste Versuch, eine Schichtfolge aufzustellen, 1882 gemacht. (V. D. A. S. 283.) Damals konnte ich hier zwei verschiedene Schotter, die Stufe der diluvialen Nagelfluh und den Glacialschotter, unterscheiden. 1885 zeigte ich, dass deren drei vorhanden sind (Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leopoldina XXI. 1885), welche Auffassung von mir 1894 im Système glaciaire (S. 72—80) näher ausgeführt wurde. Ludwig von Ammon hat sich ihr in seiner verdienstlichen Schilderung der Gegend von München angeschlossen. (Geologische Übersichtskarte der Gegend von München. Festschrift der Geographischen Gesellsch. München 1894 S. 238—288. Einzeln u. d. Titel: Die Gegend von München geologisch geschildert. München 1894.) Er verfolgte die drei Schotter und stellte ihre Verbreitung auf einer geologischen Übersichtskarte der Gegend von München 1:250000 dar, welche fast die gesamte schiefe Ebene umfasst. Er gab ferner eine sorgfältig bearbeitete Zusammenstellung der Litteratur über das Gebiet und veröffentlichte eine Reihe lehrreicher Landschaftsbilder, die er in einer kürzlich erschienenen Schrift (Geognostisches aus Bayern. Geognost. Jahreshefte XII. 1899) stattlich vermehrte. Auch Gümbel hat die Dreiteilung der Schotter um München angenommen (Geologie von Bayern II. 1894. S. 360).

Überlagerung dreier Schotter im Isarthale oberhalb München. Höllriegelsgereuth.

Die vier Thäler, welche in die südliche Partie des Münchener Feldes einschneiden, nämlich das Würm-, Isar- und Gleisenthal, sowie endlich der Teufelsgraben offenbaren übereinstimmend, dass die Münchener schiefe Ebene aus drei übereinandergelagerten Schottern, fluvioglacialen Schottern, aufgebaut wird. Am besten lässt sich dies im Isarthale erkennen, wie bereits im Système glaciaire erwähnt, dessen Darstellungen hier nur wenig erweitert werden. Die entscheidenden Aufschlüsse liegen oberhalb München zwischen Pullach uud Baierbrunn (bayer. Atlasblatt München W., Positionsblätter 722

und 723 Baierbrunn und Grünwald). Wir gehen von dem grossen Steinbruche nahe beim Elektrizitätswerk südlich Höllriegelsgereuth aus, in welchem sich der Maler Dieffenbach ein Häuschen baute, weswegen er Dieffenbach-Steinbruch genannt wurde. Wir können von oben nach unten unterscheiden:

w) 5—15 m losen lichten Schotter, reich an Geröllen von Zentralgesteinen, unten sandig und schlammig, daher leicht rutschend; er erfüllt eine muldenförmige Einsenkung in der Oberfläche von

r) 10—15 m grober, mittelfester, gelblicher Nagelfluh, welche dieselben Rollsteine führt wie der hangende Schotter, also auch, wenngleich spärlicher, Gerölle von Zentralgesteinen. Sie dankt ihre Farbe der reichlichen Beimengung schlammiger Bestandteile. Darunter folgt

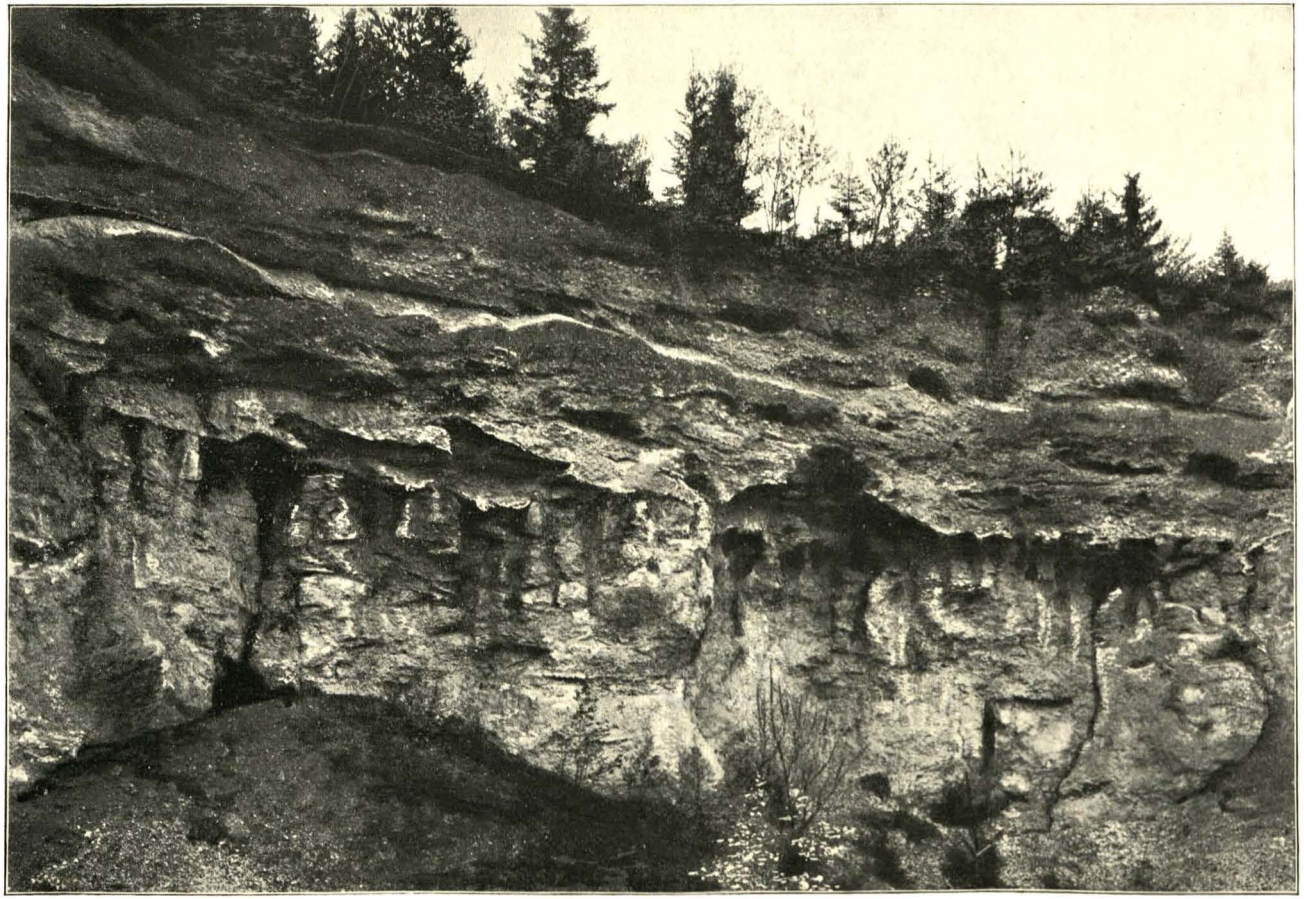
L) ein Band gelben zähen Lehmes von 0,3 m Mächtigkeit, überlagernd

m) 15 m feste, weisse, fast ausschliesslich aus Kalken bestehende Nagelfluh, die viel fester verkittet ist als die hangende, daher weit gleichmässiger abbricht und pralle Wände bildet. Ihre Rollsteine sind kleiner als in *w* und *r* und besser gerundet. Wenig tiefer als die Sohle des Steinbruches (568 m) brechen am Gehänge Quellen aus dem Flinz, einem gelblichgrünen Mergel des kontinentalen Mittelmiocäns hervor, welcher im Frühjahre 1900 durch die Arbeiten der Isarregulierung mehrfach angeschnitten war.

Auf ihm ist in der Nachbarschaft die hangende Nagelfluh in der Regel abgerutscht; riesige Blöcke von ihr begleiten den Fuss ihrer Wand, einen deutlichen, auf den bayerischen Karten gut wiedergegebenen Wall bildend, wie dies an anderer Stelle ausgeführt worden ist. (Penck, Morphologie der Erdoberfläche I S. 225. 1894). Auch diese abgerutschten Massen waren kürzlich durch die Isarregulierung angeschnitten. Wir sahen grosse Nagelfluhschollen in den verschiedensten Stellungen, dazwischen aufgepresste Flinzlagen mit steilen Fallwinkeln, eine chaotische Lagerung, welche den Eindruck gewaltsamer Schichtstauchungen machte, aber lediglich dem Ausgleiten des Wandfusses ihre Entstehung dankt.

Weitere 700 m thalaufwärts liegen zwei grosse, nunmehr seit Jahren verlassene Steinbrüche, zwischen welchen einer der Fusswege nach Baierbrunn (Anstieg b.) die Höhe erreicht. Im südlichen sehen wir die in unserm Vollbilde wiedergegebene Scenerie. Oben haben wir lockere Nagelfluh, bis 600 m Höhe reichend, darunter feste. Letztere ist von sehr tiefen geologischen Orgeln durchsetzt, welche von der Kontaktfläche beider Nagelfluhablagerungen abwärts reichen und dieselbe als eine ehemalige Verwitterungsoberfläche kennzeichnen. Gleiches wiederholt sich im nördlichen Steinbruche; nur ist hier die hangende Nagelfluh lockerer und stellenweise lose: sie entspricht dem *r*, die liegende dem *m* des Dieffenbachsteinbruches, über beiden erschliesst eine Grube auf der Hochfläche an der Strasse nach Baierbrunn in 610 m Höhe den losen, an Urgebirgsgeröllen reichen Schotter *w*.

Die hier in seltener Schönheit erschlossenen geologischen Orgeln von 5—6 m Tiefe mit angewitterten Wänden, sind erfüllt mit gelbem zähen, steinigen Lehm, in welchem nur Kieselgesteine frisch erhalten sind, während die Kalke fehlen, und andere Gesteine bis auf ein oft schwammiges Skelett entfernt sind. Aus den durch die Steinbruchwände blossgelegten Schloten ist dieser Inhalt gewöhnlich ausgebröckelt; sie erscheinen daher als halbdurchschnittene Hohlcylinder, die sich nach unten allmählich verjüngen. Oben sind gelegentlich zwei benachbarte Schlote verwachsen, die sich nach unten trennen. Bemerkenswert ist, dass die hangende Nagelfluh sich in die breitesten Schlote zapfenförmig wenige Decimeter weit hinein erstreckt. Offenbar wurde bei Ablagerung der hangenden Nagelfluh die verwitterte Oberfläche der liegenden abgewaschen; dabei wurden einige Schlote zu einem allerdings immer geringen Teile ausgespült, worauf die jüngere Nagelfluh zur Ablagerung kam. Wir können aber deswegen noch nicht von Strudellöchern reden, wie es Gümbel



Tiefgründig verwitterte Oberfläche eines älteren fluvioglacialen Schotters unter einem jüngeren. Höllriegelsgereuth südlich von München.

(Nach einer Photographie des geographischen Institutes der Universität Wien.)

m Münchener Deckenschotter, von tiefen geologischen Orgeln durchsetzt, *r* Hochterrassenschotter.

thut (a. a. O. S. 363). Eine Abbildung der Orgeln im nördlichen Steinbruche gab Brückner (Die feste Erdrinde und ihre Formen. 1897. S. 190), eine solche des südlichen v. Ammon (Geologische Bilder aus der Münchener Gegend. Geognostische Jahreshefte XII. 1899. S. 108 (117), sowie Gümbel (a. a. O. S. 295), die Örtlichkeit irrtümlich als Deisenhofen bezeichnend.

Zeigte uns im Diefenbachsteinbruche die Diskordanz zwischen dem hangenden Schotter (*w*) und der lockeren Nagelfluh (*r*) eine Unterbrechung zwischen der Ablagerung der beiden, so liefert in den letztbetrachteten Orgelsteinbrüchen die Verwitterungsfläche zwischen der lockeren (*r*) und der Kalknagelfluh (*m*) mit ihren tiefen geologischen Orgeln den Beweis, dass auch die Ablagerung der beiden älteren Schotter durch eine Zwischenperiode getrennnt war. Wir haben demnach um Höllriegelsgereuth drei einzelne, verschieden alte übereinander gelagerte Schotterformationen zu unterscheiden, deren Bildung jeweils durch längere Zwischenzeiten unterbrochen war.

Pullach und Grosshesselohe.

Wir können die Schotter in gleicher Lagerung eine Strecke weit im Thale verfolgen. Abwärts treffen wir unfern des Weges, der südlich Pullach von Höllriegelsgereuth zur Eisenbahn führt, in einem nunmehr umzäunten Gebiete eine grosse Rutschung, die an der Hochfläche beginnt. Hier beobachten wir von oben nach unten:

w. 5 m groben, an Zentralgesteinen reichen Schotter

r'. 1,5 m Verwitterungslehm mit Steinen, sich erstreckend in

r. 15 m groben, stellenweise zu Nagelfluh verkitteten Schotter mit Geröllen von Zentralgesteinen, der in einem nur 10 m weiter südlich gelegenen, nunmehr verlassenen Steinbruche

L) 1,5—2 m gelben, zähen Löss überlagert, welcher seinerseits auf der verwitterten Oberfläche von

m. 10 m fester Kalknagelfluh aufruht; darunter streicht in etwas unter 600 m Höhe

T) der mittelmiocäne Flinz, das Quellniveau der Gegend aus.

Die Schichtfolge ist hier dieselbe wie im Dieffenbachsteinbruche. Von den drei verschiedenen Schottern sind jedoch die beiden oberen nicht wie dort diskordant zu einander gelagert, sondern durch eine verwitterte Oberfläche getrennt, was in Bezug auf die Auffassung ihrer Altersverschiedenheit von gleichem Werte ist. Ferner sehen wir an Stelle des Lehmlagers eine linsenförmige Partie von Löss, der oben reich an Schalen ist. Nach einer Bestimmung von F. v. Sandberger gehörten die 1892 gesammelten Exemplare zu Helix sericea Drap., Helix arbustorum Müll. und Succinea oblonga Drap. Das sind echte Lössformen. In seiner petrographischen Zusammensetzung allerdings weicht das Gestein etwas vom typischen Löss ab. Es ist nicht senkrecht klüftig, sondern ebenflächig blättrig. Nach der Analyse von Adolf Schwager[1]) ist ferner der Gehalt an Karbonaten (68 %) erheblich grösser als sonst im Lösse.

An der Grosshesseloher Eisenbahnbrücke zeigen zum letztenmale sich im Isarthale die drei Schotter übereinander. Am rechten Gehäng zwischen der Brücke und der Menterschwaige fanden wir 1882 — seither ist das Gebiet umzäunt und mancher Aufschluss zerstört worden — von oben nach unten

w. 1,5—2 m losen Schotter mit zahlreichen Urgebirgsgeröllen und Nagelfluhschollen oberflächlich wenig verwittert.

r. 7,5 m lockere, grobe Nagelfluh mit Urgebirgsgeröllen; unter dem Hangenden

[1]) Analysen von Gesteinen aus der Münchener Gegend. Geognostische Jahreshefte XII, 1899 S. 130 (145). Gümbel beschreibt das Vorkommen a. a O. S. 301.

oberflächlich stellenweise glatt abgewaschen, stellenweise von Verwitterungslehm bedeckt.

m. 15 m feste Nagelfluh, fast ausschliesslich aus Kalk bestehend

T) 7 m gelbgrünen Flinz, bis zur Isar herabreichend.

Weiter nordwärts wird das Thal breiter, und niedere Terrassen entwickeln sich in ihm, welche im Vergleiche zum Münchener Felde die Rolle von Teilfeldern spielen. In den Kiesgruben auf den Höhen findet man rechts bis gegen Giesing, links bis zur Bavaria hin oben 2—5 m groben Schotter (*w*), der reich an Urgebirgsgeröllen und solchen diluvialer Nagelfluh ist, während unten ein mehr sandiger Schotter (*r*) auftritt, der von ihm, wie bereits 1882 abgebildet (V. D. A. S. 282), durch ganze Lagen oder bloss einige Zapfenenden von Verwitterungslehm getrennt ist. An der Isar hat man unten allenthalben Flinz bis weit unterhalb München; ihn überlagert am Fusse der steileren Gehänge, am rechten bis Bogenhausen, feste Kalknagelfluh (*m*), über welcher wir noch bei Haidhausen den Schotter *r* fanden; darüber folgt allenthalben *w*. Diese Verhältnisse haben in v. Ammons Geologischer Uebersichtskarte eine entsprechende Darstellung gefunden.

Baierbrunn und Grünwald.

Oberhalb Höllriegelsgereuth erschliesst unfern der beiden Orgelsteinbrüche bei Baierbrunn eine Prallstelle der Isar zunächst nur den lockeren, an Urgebirgsgeröllen reichen Schotter *w*, welcher bis zum Flinz herabreicht. Aber kaum 200 m südlich treten wiederum Nagelfluhwände auf, an deren Fuss mindestens 20 m über der Isar Quellen einen Flinzausstrich anzeigen. Die oberen Partien der Nagelfluh sind in einer Rutschung östlich Baierbrunn vom Typus der lockeren (*r*) von Höllriegelsgereuth und werden von den losen Schottern (*w*) in einer Mächtigkeit von nur 5 m überlagert, während letztere an der erwähnten Prallstelle 50 m stark aufgeschlossen sind. Die unteren festen Nagelfluhpartien der Wände dürften der tiefsten (*m*) von Höllriegelsgereuth entsprechen. Südlich Baierbrunn treffen wir an der Strasse nach Schäftlarn bereits 40 m über der Isar starke Quellen, die auf Flinz herauskommen. Der Fuss der sie überragenden ziemlich steilen Nagelfluhwänden hebt sich bald auf 600 m Höhe; doch fehlt es an Entblössungen, welche ihre Zusammensetzung näher erkennen liessen.

Am gegenüberliegenden rechten Isarufer sind die Gehänge oberhalb Grünwald gegenüber Höllriegelsgereuth nunmehr sorgsam verbaut, und es lässt sich an den früheren Rutschungen jetzt kaum mehr wahrnehmen, als dass oben loser Schotter, unten feste Nagelfluh ausstreicht, unter welcher sich der Flinz bis 25 m über die Isar erhebt. Dagegen giebt ein verlassener Steinbruch auf der Südseite der sogenannten Römerschanze einen klaren Einblick in die Schichtfolge. Wir sehen oben

10—15 m losen Schotter mit Geröllen zentralalpiner Gesteine und von löcheriger Nagelfluh, stellenweise locker verkittet (*w*); darunter, diskordant von ihm abgeschnitten,

10—15 m lockere Nagelfluh mit seltenen Urgebirgsgeröllen (*r*), an einer Stelle vom Hangenden durch eine Verwitterungskruste getrennt; in der Mitte eine kleine Partie von Grundmoräne; darunter sind im Steinbruche aufgeschlossen

5 m feste Kalknagelfluh (*m*), an einer Stelle mit einer abgewaschenen Oberfläche an ihr Hangendes grenzend; Rutschungen am Gehänge künden wenig tiefer, etwa in 580 m

den Flinz (*T*) an, den auch v. Ammon (Gegend von München, S. 106) wahrnahm.

Wir haben genau dieselbe Schichtenfolge wie in dem nur 1,5 km weiter nördlich gelegenen Dieffenbachsteinbruche von Höllriegelsgereuth. Wie dort lagert der lose Schotter *w* diskordant auf der lockeren Nagelfluh *r* und ist überdies von ihr wie bei Pullach durch eine Verwitterungskruste getrennt. Dadurch wird ein längeres Zeitintervall zwischen der Ablagerung beider Schotter neuerdings erwiesen. Ferner haben wir zuunterst

wieder dieselbe Kalknagelfluh, die wir bei Pullach unter ihrem Hangenden verwittert, im Orgelsteinbruche von tiefen Verwitterungsschloten durchsetzt fanden. Hier ist sie unter ihm abgewaschen; sie war bereits verfestigt, als die lockere Nagelfluh abgelagert wurde, so dass auch hier ein längeres Intervall zwischen der Bildung der beiden unteren Geröllmassen erkennbar ist. Was nun aber dem Aufschlusse besondere Bedeutung verleiht, ist die Thatsache, dass sich die lockere Nagelfluh *r* durch die Einschaltung einer Moränenlage als fluvioglacialen Ursprungs erweist. Auf gleichen Ursprung des losen Schotters *w* weisen die nie fehlenden Urgebirgsgerölle in ihm, die im Isargebiete als erratische zu gelten haben, sowie vor allem seine Verbreitung. Beiderseits der Isar ist er oberflächlich bis zu den Jung-Endmoränen zu verfolgen; er legt sich mittels eines Übergangskegels an sie an und zieht sich unter ihnen südwärts durch, so dass er sie förmlich umklammert. Er ist mit ihnen in typischer Weise verknüpft und wird dadurch als ihr fluvioglaciales Aequivalent, als Niederterrassenschotter gekennzeichnet; hiermit steht der Mangel einer irgendwie stärkeren Lehmdecke auf ihm in bestem Einklange.

Vorkommnisse mit des Niederterrassenschotters mit geringer Lehmbedeckung führt v. Ammon an, Gegend von München S. 112. Sie liegen nahe den äusseren Moränen, wo eine Abschwemmung oder Verwehung von Lehm anzunehmen ist.

Parallelisierung der drei Münchener Schotter. Isarthal um Schäftlarn und Wolfratshausen.

Damit haben wir einen ersten Anhalt zur Parallelisierung der übereinander gelagerten Schotter des Isarthales mit den nebeneinander auftretenden Schwabens. Ein weiterer wird durch das Verhältnis der lockeren Nagelfluh (*r*) zu den Altmoränen gewonnen. Unweit der Stellen, wo wir sie vom Niederterrassenschotter überlagert finden, hebt sie sich, wie wir sehen werden, über dessen Niveau hervor und tritt mit den

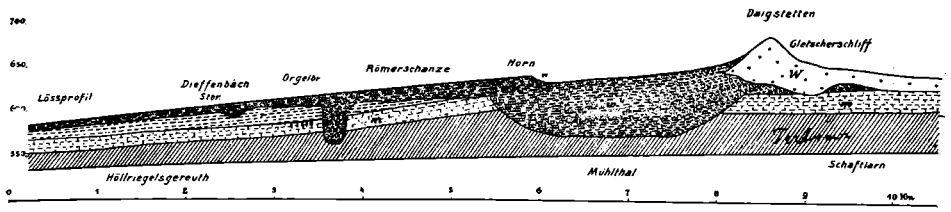


Fig. 8. Profil des Isarthales oberhalb München zwischen Pullach und Schäftlarn. *m* Münchener Deckenschotter. *r* Hochterassenschotter. *w* Niederterrassenschotter. *W.* Jung-Endmoränen. Tertiär schraffiert.

äusseren Moränen in Konnex, welche sich inselartig am Südwestrande des Münchener Feldes erheben; diese äusseren Moränen können wir am Nordsaume des grossen Isargletscherbogens bis ins Lechgebiet verfolgen, wo an ihnen die Hochterrasse des Augsburger Feldes entspringt. Hiernach muss unsere lockere Nagelfluh *r* zum Hochterrassenschotter gestellt werden. Es erübrigt nun noch die Stellung der festen Nagelfluh (*m*) zu ermitteln, welche durch das Zurücktreten und Fehlen erratischer Gerölle in einem gewissen Gegensatze zu den beiden anderen steht. Über ihre Natur erhalten wir Aufschluss, wenn wir weiter thalaufwärts gehen (vergl. unser Profil Fig. 8 und bayer. Atlasblatt Wolfratshausen W., Positionsblätter 745, 768 und 769: Schäftlarn, Münsing, Wolfratshausen). Die Nagelfluh setzt sich oberhalb Baierbrunn fort bis zu der Stelle, wo das bis dahin enge Thal sich unweit der Burg nördlich von Schäftlarn trichterförmig zu erweitern beginnt. Hier setzen die abgerutschten Nagelfluhschollen aus;

schon nördlich der Burg begegnen wir am Gehänge bereits lediglich lockerer Nagelfluh, die sich durch das Auftreten von Nagelfluhgeröllen als zu den jüngeren Schottern *r* oder *w* gehörig erweist. Ebenso ist es am sogenannten Horn nördlich Mühlthal rechts der Isar; die Gehänge, welche die dortige Thalweitung umspannen, bestehen lediglich aus losem Geröll (*w*). Erst in der Gegend von Schäftlarn stossen wir wieder auf die feste Kalknagelfluh (*m*). Sie bildet von Daigstetten bis oberhalb Hornstein eine nur wenig unterbrochene Wand am rechten Isarthalgehänge, über welche sich bei Daigstetten lose Schotter (*w*), sonst die mächtigen Jung-Endmoränen breiten. Unter letzteren ist sie an der Strasse von Schäftlarn nach Gross-Dingharting prachtvoll geschrammt: das ist der Gletscherschliff von Schäftlarn, dessen Entdeckung durch Zittel für die Erkennung der glacialen Entstehung der südbayerischen Geschiebeformation massgebend geworden ist. Die ursprüngliche Stelle ist durch Steinbrucharbeiten zerstört; in der Nachbarschaft ist eine andere blossgelegt, den Fusspfad dahin bezeichnet ein Wegweiser. Der in Rede stehende Nagelfluhausstrich ist fast auf seiner ganzen Erstreckung durch frühere oder noch jetzt von statten gehende Steinbrucharbeiten aufgeschlossen. Sie lassen im Verein mit den tiefen Einschnitten des Schindergrabens und der Schlucht von Hornstein erkennen, dass die Nagelfluh auf über 4 km Entfernung nur einen ganz unbedeutenden Anstieg besitzt, sie hält sich nahezu in denselben Höhengrenzen wie in der Isarenge oberhalb Baierbrunn: dort war ihre Sohle 600 m hoch, bei Hornstein ist sie in kaum 610 m erschlossen, dort steigt sie bis 615 m, bei Hornstein bis höchstens 630 m an. Auf 7 km Entfernung haben wir nur ein Gefälle von 10—15 m, also von anderthalb bis zwei Promille, während wir weiter abwärts, von der Römerschanze bis Grosshesselohe, ein solches von durchschnittlich 8 ‰ antreffen, das sich allerdings gegen München hin wieder auf weniger als 4 ‰ mindert. Unverkennbar ist südlich Baierbrunn ein Gefällsbruch in der Nagelfluh *m*. Bei Hornstein verlieren wir ihren Ausbiss. Erst 4 km weiter südlich fand sie v. Ammon (Gegend von München S. 51) bei Neufahrn als isolierte Aufragung in 645 m Höhe wieder, sie zeigt also bis hierher einen deutlich erkennbaren Anstieg von fast 4 ‰. Dann treffen wir rechts der Isar noch einmal westlich Peretshofen ein isoliertes Vorkommen von Kalknagelfluh in 730 m Höhe, so dass wir bis dahin einen Anstieg von 12 ‰ anzunehmen haben. Zwischenglieder fehlen bis dahin.

Am linken Isarufer (vergl. unsern Aufriss 4 Tafel I) streichen zwischen Schäftlarn und Wolfratshausen lediglich lose oder locker verkittete Schotter aus, welche allenthalben Gerölle diluvialer Nagelfluh führen und fast bis zur Thalsohle herabreichen; hier treten Quellen aus ihnen hervor; unfern Icking geschieht dies auf Moränen. Eine grosse ehemalige Prallstelle der Isar zwischen Icking und Weidach zeigt diese Schotter in inniger Verknüpfung mit den hangenden, sie gelegentlich gänzlich überkleidenden Jungmoränen; wir müssen sie daher zu Niederterrassenschottern stellen. Erst auf den Höhen zwischen Eurasburg und dem Würmsee findet sich wieder feste Kalknagelfluh, die um Happerg bis über 710 m ansteigt und hier in mehreren Steinbrüchen und Gruben ausgebeutet wird. Am Isarthalgehänge streicht sie in der Schwarzen Wand unfern Bolzwang aus und wird durch zwei Gräben erschlossen, von welchen der nördliche auf dem bayerischen Positionsblatte 768 Münsing als Miegesgraben bezeichnet ist, während im Volksmunde dieser Name dem südlichen zuerteilt wird.

Dieser südliche Graben furcht zunächst in die in der Gegend herrschenden Jungmoränen ein, darunter ist aber bereits in 690 m Kalknagelfluh erschlossen. Diese

ist oberflächlich und zwar unter den hangenden Moränen 1—2 m tief gänzlich verwittert. Nach unten geht sie in fest verkittete Grundmoräne mit vielen gekritzten Geschieben über; solche krystallinischer Gesteine wurden nicht gefunden. Tiefer folgt wieder Kalknagelfluh, an ihrer Sohle kommen in 650 m Höhe über Flinz Quellen hervor, die hier, wie allenthalben am Fusse der Schwarzen Wand, mächtige Kalktuffmassen abgesetzt haben. Weiter südlich offenbart eine grosse Rutschung viel eckiges, auch gekritztes Material; die Wand besteht der Hauptmasse nach aus verkitteter Moräne, die mit unserer Kalknagelfluh auf das innigste verknüpft ist. Letztere steigt 60 m höher an als knapp 5 km weiter nördlich bei Hornstein, ihr Gefälle bis dahin ist also 12 ‰.

Münchener Deckenschotter.

Wir begegnen also oberhalb der Isarenge von Baierbrunn zunächst eine nur wenig höhere Partie von Kalknagelfluh bei Schäftlarn, dann weiter südlich zwei erheblich höher gelegene Vorkommnisse bei Peretshofen und an der Schwarzen Wand. Den Niveauverhältnissen nach können wir diese Vorkommnisse nicht mit der Kalknagelfluh (*m*) von Höllriegelsgereuth identifizieren; denn diese sollte, nach ihrem Anstiege von Grosshesselohe an zu urteilen, bei Hornstein mindestens 40 m, an der Schwarzen Wand mindestens 10 m über den dortigen Nagelfluhbildungen sich erheben. Aber petrographisch ist die Übereinstimmung eine so vollkommene, dass wir an einer Zusammengehörigkeit nicht zweifeln können; es ist allenthalben dieselbe Kalknagelfluh mit nur ganz spärlichem, öfters fehlendem Urgebirgsmaterial und dem Mangel an Geröllen diluvialer Nagelfluh. Dürfen wir auf diese petrographische Übereinstimmung einzelner, 3—5 km entfernter Vorkommnisse Gewicht legen, so müssen wir sie allesamt als Teile einer einheitlichen, nunmehr in ihren Lagerungsverhältnissen gestörten Schotterbildung ansehen, welche dermassen disloziert ist, dass sie im Vergleich zu ihrem ursprünglichen mittleren Gefälle von 7 ‰ südlich München bis Baierbrunn ein etwas zu steiles, dann bis Hornstein ein erheblich zu geringes und weiterhin wieder ein beträchtlich zu steiles Gefälle erhalten hat. Die gleichen Verhältnisse werden wir später bei Betrachtung des Moränengebietes auch im Würmsee- und Ammerseethale kennen lernen; sie werden uns dann eingehender beschäftigen. Hier ist nur zu betonen, dass, unter der Voraussetzung der Zusammengehörigkeit der einzelnen Kalknagelfluh-Vorkommnisse im Isarthale, auch die unterste Geröllbildung von Höllriegelsgereuth wegen der Verknüpfung von Nagelfluh und Moräne an der Schwarzen Wand als fluvioglacial anzusprechen ist und nicht als präglicial gelten kann, als was sie von Gümbel (a. a. S. 294) angesehen worden ist. Wir haben sohin im Isarthale eine Überlagerung dreier verschiedener fluvioglacialer Schotter übereinander; die beiden obersten konnten wir mit den beiden jüngsten der Iller-Lechplatte, nämlich dem Nieder- und Hochterrassenschotter parallelisieren, für unsere Kalknagelfluh wird daher das Äquivalent unter den beiden älteren, nämlich dem jüngeren oder älteren Deckenschotter zu suchen sein. Welchem von beiden sie entspricht, lässt sich nach den Verhältnissen im Isarthale allein nicht entscheiden. Wir wollen daher zukünftigen Ergebnissen nicht vorgreifen und einstweilen die Nagelfluh des Isarthales oberhalb München als Münchener Deckenschotter bezeichnen.

In unsern graphischen Darstellungen auf Tafel I geben wir ihn ebenso wie den jüngeren Deckenschotter wieder. Unter sonst gleichen Umständen wird eine jüngere Oberflächenbildung sich stets leichter erhalten als eine ältere; denn je älter sie ist, desto längere Zeit ist sie zerstörenden Vorgängen ausgesetzt, und desto mehr schwindet sie dahin. Die Richtigkeit dieses Satzes wird gerade an den Grenzen des Isargletschergebietes erwiesen, wo zwischen Wertach und Lech der ältere Deckenschotter nur in zwei kleinen Resten auftritt, während der jüngere im Rothwaldfelde sehr ausgedehnt er-

halten ist. Wenn es nun auch auf Grund allgemeiner Erwägungen als das wahrscheinlichste gelten muss, dass von vier verschieden alten an der Landesoberfläche befindlichen Ablagerungen sich die drei jüngsten erhalten, so braucht dies natürlich nicht für den einzelnen Fall zuzutreffen, und es ist keineswegs von vornherein ausgeschlossen, dass der Münchener Deckenschotter dem älteren Schwabens entspricht. Volle Klarheit wird hierüber erst gewonnen werden, wenn auch im Bereiche der Münchener schiefen Ebene vier Schotter nachgewiesen sein werden. Erneute Exkursionen im Isarthale haben mich noch 1900 wieder überzeugt, dass hier nur drei unterschieden werden können. Wenn ein vierter in der Gegend erhalten geblieben ist, so wird er abseits vom Thale liegen, das möglicherweise in den ältesten Deckenschotter eingeschnitten ist.

Solange im Alpenvorlande nur drei Schotter unterschieden werden konnten, machte die Parallelisierung der drei Münchener keine Schwierigkeit, und die Kalknagelfluh ist hier von Anfang an zu dem Deckenschotter gerechnet worden. So auch von L. v. Ammon, von dessen Auffassung wir nur an einer Stelle abweichen. Er lässt den Deckenschotter am rechten Thalgehänge der Isar südwärts bis Hornstein durchstreichen und weist ihm auch die Schottervorkommnisse von Icking zu. Aber hier wie auch um Mühlthal trafen wir nicht die feste Kalknagelfluh, welche fast allenthalben, wo sie auftritt, in Steinbrüchen ausgebeutet wird, sondern losen Schotter oder lockere Nagelfluh, und darin fanden wir Nagelfluhgerölle, sowie, wenn auch nicht gerade häufig, Rollsteine krystallinischer Gesteine, was im Verein mit der Verknüpfung des Schotters mit den hangenden Moränen darauf weist, dass ersterer zur Niederterrasse gehört; den Deckenschotter sahen wir hingegen unter den Moränen abgeschliffen oder verwittert. Bei Icking und namentlich Wolfratshausen fanden wir nicht selten Gerölle mit Eindrücken in Schotter, die auch v. Ammon von hier erwähnt (A. a. O. S. 105); ihre starke Anwitterung kennzeichnete sie allenthalben als herrührend aus der Miocännagelfluh von Eurasburg und Beuerberg.

Die Überlagerung dreier Schotter im Würmthale, Gleissenthale und Mangfallthale.

Die Schichtfolge, die wir im Isarthale kennen lernten, kehrt auch in den übrigen Thaleinschnitten im Süden der schiefen Ebene wieder. Im Würmthale unweit der Eisenbahnstation Mühlthal (Vergl. die Profile Système glaciaire S. 82 und bayer. Atlasblatt München W) legt eine Kiesgrube wenig südlich vom Bahnhofe auf der Höhe Niederterrassenschotter, nämlich lockeres grobes Gerölle (*w*) bloss, unter welchem etwas festeres, dem Hochterrassenschotter (*r*) entsprechend, auftritt. An der Grenze beider sahen wir 1884 die unteren Spitzen von lehmigen Verwitterungszapfen, welche anzeigen, dass hier eine mächtigere Lage von Verwitterungslehm der Erosion zum Opfer gefallen ist. Das festere Gerölle setzt sich nach Norden und Süden längs der Bahn fort und ist in den Einschnitten blossgelegt, so auch am Bahnhof Mühlthal, wo es gekritzte Geschiebe enthält. Steigen wir ins Würmthal herab, so treffen wir unten auf feste Münchener Kalknagelfluh (*m*), welche den Flinz überlagert. Ganz ähnliches wiederholt sich (bayer. Atlasblätter München W und Wolfratshausen W, Positionsblätter 1:25000 725 und 746: Grünwald und Sauerbach) im Gleissenthale bei Deisenhofen. Ein nunmehr verfallener Steinbruch am linken Gehänge dicht oberhalb der Eisenbahn zeigt obiges Profil (Fig. 9);

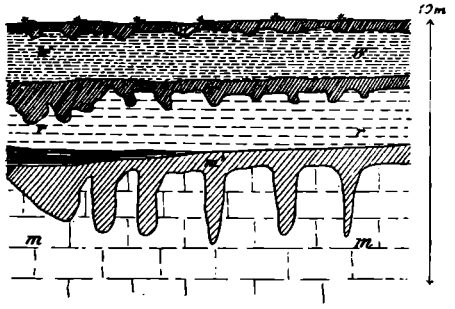


Fig. 9. Steinbruch unweit Deisenhofen im Gleissenbachthale.
w' verwitterter, *w* frischer Niederterrassenschotter, *r'* verwitterter, *r* frischer Hochterrassenschotter, *L* Lösslehm. *m'* verwitterter, *m* frischer Münchener Deckenschotter.

w) Oben 2,5 m grober loser Schotter, reich an Zentralgesteinen mit dünner Verwitterungskruste *w'*, Niederterrassenschotter; darunter

r') Verwitterungslehm, in Säcken eingreifend in 2 m mächtige lockere Nagelfluh (*r*), die in ihren oberen Partieen lehmig und reich an gekritzten Geschieben ist. Sie entspricht dem Hochterrassenschotter und überlagert

L und *m'*) 2 m rotbraunen Lehm und Verwitterungslehm, welch letzterer in tiefen Säcken sich hinabstreckt in

m) 10 m feste Nagelfluh, fast ausschliesslich aus Gesteinen der Kalkalpen bestehend: Münchener Deckenschotter.

Deisenhofen ist eine ganz ausgezeichnete Oertlichkeit für das Studium der geologischen Orgeln, welche hier die steten Begleiter der festen Kalknagelfluh sind. Man sieht sie in all den zahlreichen Steinbrüchen auf der linken Thalseite zwischen Eisenbahn und Dorf; die Nagelfluh geht hier nahe zu Tage und ist nur von einer dünnen Lage von lockerem Niederterrassenschotter (*w*) bedeckt, nur im letzten Steinbruche dicht beim Dorfe scheinen wieder zwei getrennte Schotter (*w* und *r*?) über ihr aufzutreten. Die Orgeln sind hier häufig 6 m tief. Unter den meist aufgegebenen Steinbrüchen südlich der Eisenbahn zeichnen sich einige durch besonders mächtige Entwicklung von Verwitterungslehm aus; wir sehen hier mehrfach Schlote von 8 m Tiefe und oben 3 m Breite. Bemerkenswert ist, dass ein Wechsel im Gesteinscharakter der Nagelfluh sich auch in der Schlotausfüllung geltend macht. Eine feinkörnige Partie der Nagelfluh ist auch quer durch die Schlote hindurch etwas abwärts gebogen zu verfolgen. Die Abbildung eines Vorkommnisses südlich der Eisenbahn gab v. Ammon (Gegend von München S. 117). Auffällig ist hier allenthalben die rotbraune Farbe des Verwitterungslehmes und hangenden Lehmes.

Eine vierte Örtlichkeit, an welcher die drei Schotter des Münchener Feldes unmittelbar übereinander beobachtet wurden, liegt unweit dessen Südende, unterhalb der Mündung des Teufelsgraben in das Mangfallthal. Durch die grossen Anschnitte der Eisenbahn Holzkirchen-Rosenheim ist hier westlich Aschbach (vergl. bayer. Atlasblatt Wolfratshausen O) das nebenstehend abgebildete Profil aufgeschlossen: Im Bahnplanum sehen wir feste, grösstenteils aus Kalk bestehende Nagelfluh (*m*), unter welcher bald Flinz (*Te*) folgt. Ihre obersten 1—3 m sind verwittert (*m'*). Darüber folgen 15 m lockere Nagelfluh *r*, in welcher bankweise grosse Schollen diluvialer Nagelfluh, mutmasslich dem Liegenden entstammend, vorkommen. Auch sie ist in ihrer obersten Partie verwittert (*r'*) und geht in Verwitterungslehm über, der allerdings weniger mächtig als der in ihrem Liegenden ist. Ihr Hangendes besteht aus losem Schotter (*w*) voller Zentralgesteinsgerölle, dem die Jung-Endmoränen des Inngletschers von Aschbach aufgesetzt sind. Wir haben hier unverkennbar wieder Niederterrassenschotter (*w*), Hochterrassenschotter (*r*) und den Münchener Deckenschotter (*m*) übereinander.

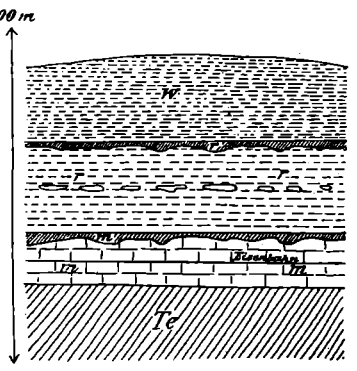


Fig. 10. Bahneinschnitt unweit Aschbach am Mangfallthale.
w Niederterrassenschotter, *r'* verwitterter, *r* frischer Hochterrassenschotter, *m'* verwitterter, *m* frischer Münchener Deckenschotter. *Te* Subalpines Miocän.

Aufragungen älterer Schotter am Rande der schiefen Ebene.

Die aus vier Thälern beschriebene Überlagerung dreier Schotter übereinander kann nicht als Regel für das ganze Münchener Feld gelten. Sie kehrt lediglich in dem Streifen Landes zwischen Würmthal und Teufelsgraben wieder, der den Moränen nahe liegt. Westlich, südlich und östlich davon sind die Niederterrassen in die Hochterrassen eingeschachtelt, so wie es auf der Iller-Lechplatte regelmässig der Fall ist. Sehr deutlich sehen

wir dies im Amperthale (bayer. Atlasblatt Landsberg O.). Ein Ausläufer des Münchener Feldes zieht sich Amper aufwärts und steigt mit einem Gefälle von schliesslich über 8 ‰ gegen die Endmoräne von Grafrath an, welche das Nordende des Ammersees umspannt. Unterhalb Wildenroth ist er von ihr bedeckt, oberhalb des Dorfes bereits von ihr ersetzt. Beiderseits dieses Schotterfeldes erheben sich, links zwischen Landsberied und Puch, rechts zwischen Schöngeising und Fürstenfeld-Bruck die Altmoränenhügel; unter ihnen streicht bei Puch, an der Amperleithe und am Bahnhofe Fürstenfeld-Bruck Nagelfluh aus, deren auf Tertiär ruhende Sohle in beiden Fällen unsere Schotterfläche überragt. Bei Puch ist die Nagelfluh locker und führt gekritzte Geschiebe, sie ist mit den hangenden äusseren Moränen auf das innigste verknüpft und erweist sich dadurch als zum Hochterrassenschotter gehörig. Bei Fürstenfeld-Bruck ist sie fester, liegt etwas höher und ist oberflächlich stark verwittert. Nach meinen Beobachtungen von 1880, die ich seither nicht kontrollieren konnte, liegt am Wege nach Gelbenholzen die Moräne auf der verwitterten Nagelfluh. Ich fasse diese daher nicht wie v. Ammon, als Hochterrassenschotter auf, sondern stelle sie zum Münchener Deckenschotter.

Ganz ebenso dringen vom Südzipfel der schiefen Ebene einzelne Ausläufer des Münchener Feldes in Form von Niederterrassen in das aus älterem Schotter, mutmasslich Hochterrassenschotter aufgebaute Gelände südlich vom Taubenberge ein, der seinerseits eine isolierte Aufragung miocäner Nagelfluh darstellt, an deren Stelle Gümbel irrtümlicherweise Moränen angiebt[1]); endlich hat von Ammon gezeigt, dass auf der Ostseite der Schotter unseres weiten Feldes in der Gegend von Erding vom Hochterrassenschotter überragt wird, so wie es in Schwaben die Regel ist. (Vergl. Fig. 7 S. 51).

Verschüttung älterer Thäler.

Selbst im Gebiete zwischen Würm- und Gleissenthal ist die geschilderte Überlagerung nicht unbedingt Regel. Wir lernten schon im Isarthale Ausnahmen kennen. Zwischen den Steinbrüchen von Höllriegelsgereuth und der Römerschanze, wo die drei Schotter übereinander gelagert sind, sehen wir den Niederterrassenschotter an einer Prallstelle der Isar bis auf den Flinz hinabgreifen (Fig. 8 S. 63 und Aufriss 4 Tafel I); Hochterrassen- und Deckenschotter fehlen hier unter ihm, gleiches wiederholt sich weiter oberhalb bei Mühlthal a. d. Isar. Gegenüber der Stelle ferner, wo wir am linken Gehänge des Würmthales bei der Eisenbahnstation Mühlthal die ganze Serie der Münchener Schotter übereinander beobachteten, schliesst am rechten Würmufer eine tiefe Grube den Niederterrassenschotter unmittelbar über dem Flinz auf. Wie ferner am Gleissenthale stellenweise der Niederterrassenschotter unmittelbar auf dem Deckenschotter ruht, und also der Hochterrassenschotter fehlt, ist schon erwähnt. Gleiches sehen wir bei Grub, östlich von den grossen Aufschlüssen im Teufelsgraben, und dies wiederholt sich östlich an der Mangfall aufwärts bis Valley. Wir haben es im Süden des Münchener Feldes nicht mit einer konkordanten Schichtfolge zu thun, sondern mit verschiedenen Aufschüttungen, getrennt durch Erosionswirkungen. Während nun letztere in Schwaben grösser sind als die Summe der abgelagerten Schotter, ist hier umgekehrt mehr angehäuft als erodiert worden. Es sind die Thalfurchen jeweils gänzlich verschüttet worden. Dies geht deutlich aus unseren zusammenfassenden Darstellungen der Einzelprofile zwischen Höllriegelsgereuth und Schäftlarn, unterhalb der Römerschanze

1) Abriss der geognostischen Verhältnisse der Tertiärschichten von Miesbach u. s. w. München 1875. Karte.

am linken, oberhalb derselben am rechten Isarufer in Fig. 8 hervor. Zwischen Höllriegelsgereuth und Baierbrunn, sowie bei Mühlthal a. d. Isar erfüllt der Niederterrassenschotter zwei Thalfurchen gänzlich, die bis unter die Sohle des Deckenschotters herabreichten, und greift über deren Rand über, den dazwischen gelegenen Riedel verhüllend. Je nachdem nun die alten Thäler tief oder flach waren, sehen wir den Niederterrassenschotter bald auf Flinz, bald auf Decken-, bald auf Hochterrassenschotter; letzterer ist unter ihm abgewaschen, wo er erodiert wurde, oder verwittert, wo er nur überschüttet worden ist. Ebenso verhält es sich zwischen Hochterrassen- und Deckenschotter, dessen Oberfläche wir unter jenem bald glatt gewaschen, bald tiefgründig verwittert fanden. So kommt es denn, dass wir im Süden der Münchener schiefen Ebene bald Überlagerung, bald Anlagerung der einzelnen Schotter beobachten kein Profil setzt sich auf grössere Entfernungen fort; erst eine ganz ins Einzelne gehende Untersuchung wird die ganze Fülle der vorhandenen Fälle entschleiern. Da sie aber angewiesen ist auf einige wenige Thaleinschnitte, so wird sie kaum je das ganze Netz der verschütteten Thäler aufdecken können, von denen sich nach dem jetzigen Stand der Kenntnisse nur sagen lässt, dass ihre Richtung von denen der heutigen Wasserläufe abweicht. Die Verschüttung führte zu einer gänzlichen Verwischung des alten hydrographischen Bildes, während dessen Züge in der Iller-Lechplatte noch deutlich durchleuchten.

Ganz vollständig ist allerdings die Verschüttung nicht. Namentlich am Saume des Gletschergebietes heben sich die älteren Moränen vielfach als Inseln aus dem grossen Niederterrassenfelde hervor, und da sie auf Hochterrassenschotter aufruhen, so sehen wir unweit der Stellen, an welchen der Niederterrassenschotter den Hochterrassenschotter überlagert, diesen an jenen angelagert und von ihm überragt. Ein Querprofil nahe der Südwestgrenze des Münchener Feldes, z. B. vom Würm- über das Isar- und Gleissenthal zur Glon auf Tafel I, zeigt einzelne, manchmal schmale mit Niederterrassenschotter verschüttete Thäler, zwischen denen sich breite Moränenrücken mit einem Sockel von Hochterrassenschotter erheben. Unter letzterem streicht der Münchener Deckenschotter, soweit unsere Kenntnis reicht, regelmässig durch; er wird vom Gleissenthale nicht durchschnitten, weswegen dasselbe wasserlos ist; das Würmthal schneidet gerade noch seine Sohle an, um später gleichfalls über derselben zu enden und Wasser zu verlieren; nur das Isarthal furcht tiefer in den Flinz ein und empfängt auf dessen Oberfläche zahlreiche Quellen.

Wie ungemein rasch sich die Lagerungsverhältnisse ändern, sehen wir recht deutlich im Würmthale bei Mühlthal. Wenig nördlich der Stelle, wo der Niederterrassenschotter in geringer Mächtigkeit dem Hochterrassenschotter auflagert, hebt sich dieser über das Niveau des ersteren hervor und geht nach oben in eine tiefgründig verwitterte Moräne über; gleichzeitig dokumentiert auch am linken Würmufer der Niederterrassenschotter durch Aufnahme gekritzter Geschiebe seinen fluvioglacialen Ursprung. Unweit der Stelle ferner, wo wir nahe dem Südende der schiefen Ebene bei Grub den Niederterrassenschotter unmittelbar auf dem Deckenschotter begegnen, stösst er bei Föching (östlich Holzkirchen) an den lose verfestigten Hochterrassenschotter, der sich dann bei Unter- und Ober-Darching als Terrasse über ihn erhebt. Beide Schotter führen Gerölle von Nagelfluh und gekritzte Geschiebe. (Bei Föching der Hochterrassen-, bei Hohen-Tilching der Niederterrassenschotter.) Unweit Holzkirchen treffen wir den Niederterrassenschotter wieder auf dem Hochterrassenschotter, der unter ihm eine gewaschene Oberfläche zeigt, wie V. D. A. S. 282 im Profile wiedergegeben.

Aufragungen in der Mitte der schiefen Ebene.

Aber nicht bloss am Rande des Münchener Feldes, sondern auch in dessen Mitte

begegnen wir Aufragungen älterer Schotter. Die bedeutendste dieser Art begleitet das rechte Isarufer von Giesing bis Ismaning. Sie hebt sich durchschnittlich kaum 6 m aus dem Felde hervor, ist aber oberflächlich gekennzeichnet durch eine mächtige Lehmdecke, die sie für die Gewinnung von Ziegeln für München sehr wertvoll macht. Zahlreiche Gruben und Wegeinschnitte im südlichen Teile von Haidhausen zeigten unter dem hier 4 m mächtigen, oben gelben, unten grauen Lehm denselben grauen sandigen Schotter, den wir weiter südlich als das Liegende des groben Niederterrassenschotters, von diesem durch eine Verwitterungslage getrennt, angetroffen haben. Es ist der Hochterrassenschotter, der hier bei Haidhausen noch seine Lehmbedeckung trägt, während sie ringsum abgewaschen und durch eine meist dünne Lage Niederterrassenschotter ersetzt ist. Dass dies thatsächlich der Fall ist, lehrten die Kiesgruben von Ramersdorf, wo wir im groben Niederterrassenschotter ganze Schollen von Löss fanden, die offenbar bei Unterwaschung eines Steilufers gebildet waren. Sie enthielten zahlreiche Conchylien; dies zeigt an, dass der Lehm auf dem Hochterrassenschotter von Haidhausen durch Entkalkung aus Löss entstanden ist. Wir haben sohin im Münchener Felde zwei verschieden alte Lössbildungen, die eine auf dem Hochterrassenschotter, die wir eben erwähnten, die andere unter demselben, die wir unfern Höllriegelsgereuth kennen lernten.

Das Profil quer durch die Mitte des Münchener Feldes von Puch über München durch den Ebersberger Park nach Hohenlinden auf Tafel I zeigt uns daher Ähnliches, wie das oben geschilderte an seiner Südwestseite. Im Westen wird das Feld von der Hochterrasse an der Amper, im Osten von der am Rande des Inngletschers überragt, in der Mitte hebt sich der Hochterrassenschotter von Haidhausen noch mit seiner Lehmdecke hervor; weiter westlich haben wir in der Aubinger Lohe eine isolierte Aufragung des Tertiärs unter Moränenbedeckung, an welche sich nach von Ammon im Norden auch Hochterrassenschotter anlehnen. Dazwischen liegen weite Felder von Niederterrassenschotter, unter denen wir bei München noch den Hochterrassenschotter wenigstens stellenweise erhalten finden. In geringer Tiefe liegt darunter allenthalben Flinz. Wir erhalten den Eindruck eines riesig breiten, von Hochterrassen begleiteten Thales.

Dass sich unter dem Löss von Haidhausen Hochterrassenschotter findet, wurde 1881 in meinem Querprofile durch München (Zeitschr. f. Biologie Taf. IV) zum Ausdrucke gebracht. Spätere Untersuchungen haben mich mit Zweifel erfüllt, ob der dort ausgeschiedene ältere sandige Kies (Hochterrassenschotter) sich wirklich unter der Terrasse östlich der Theresienhöhe fort erstreckt, auf welcher der grösste Teil von München liegt. Zur Zeit, als ich das Profil entwarf, konnte ich bei München nur zwei Schotter unterscheiden; den Deckenschotter habe ich seither am rechten Isarufer erkennen können, wo ihm der Ausstrich des „älteren sandigen Kieses" zufällt.

Der flache und wenig hohe Rücken von Haidhausen ist es offenbar gewesen, welcher J. F. Weiss (Süd-Baierns Oberfläche nach ihrer äusseren Gestalt. München 1820 S. 192) zu der Vorstellung führte, dass das Münchener Feld die Anordnung eines flachen Schuttkegels besitze, auf dessen Höhe die Isar fliesst, oder dass es, wie Gruber (Das Münchener Becken. Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde I. 4 S. 7) meint, sich in der Mitte schildförmig erhebt. Beide Vorstellungen erweisen sich als unzutreffend, die neueren Karten lassen deutlich erkennen, dass die Isar einer Tiefenlinie des Feldes folgt; sie fliesst gleichsam an der Naht zweier riesiger Schotterkegel, wie auch in unserm Profile auf Tafel I zum Ausdruck kommt.

Neben diesem langgedehnten Lehmvorkommen von Haidhausen und dem seit langem bekannten, technisch wichtigen von Solln sowie dem von Aubing hat Ammon[1]) noch zwei kleinere vorgeschobene Posten im Erdinger Moose, bei Eicherloh und der

1) Die Gegend von München. S. 19, 69, 96.

Pschorrschweige kennen gelernt, welche jeweils mit Schotteraufragungen verknüpft sind. Ferner hat er den Kaninchenhügel bei Schleissheim kürzlich auch als eine Lössaufragung gedeutet [1]), so dass wir nunmehr im Münchener Felde eine ganze Flucht von einzelnen lehmgekrönten Inseln von Hochterrassenschotter kennen.

Nordende der schiefen Ebene.

Auch an ihrem Nordende wird die schiefe Ebene von München von Terrassen älterer Schotter überragt. L. von Ammon lehrte solche aus der Gegend nördlich von Erding kennen, wo lössbedeckter Hochterrassenschotter beiderseits der Sempt einige Meter über dem Niederterrassenfeld gefunden wird (Gegend von München S. 21). Ein zweites Vorkommen lehnt sich an die Insel des Tertiärhügellandes an, welche sich zwischen Amperthal und Münchener Ebene erstreckt; es zieht sich bis gegen Moosburg. Es erhebt sich bei den Dörfern Ober- und Niederhummel etwa 15 m höher als jenes; oben liegt 7—8 m gelber Löss mit zahlreichen Schnecken, darunter streicht Kalkgerölle aus, das auch unter dem Löss verwittert ist. Nordwärts, nach Thonstetten hin, dünnt sich letzterer aus, und der Schotter tritt längs der Strasse von Freising nach Moosburg unverhüllt zu Tage. Er wird hier in mehreren grossen Gruben gewonnen. Sie erschliessen Gerölle namentlich von Alpenkalken; krystallinische Gesteine sind nicht häufig; die Verwitterung ist unbedeutend. Zwischen Ober- und Unter-Reit tritt darunter unfern der Amper Miocän zu Tage. Bei Moosburg stellt sich die Lössbedeckung wieder ein; sie ist durch eine Ziegelei in 6 m Mächtigkeit erschlossen.

Entstehung der schiefen Ebene durch Zusammenwachsen von vier verschiedenen Thälern.

Wir begegnen also am Nordende der Münchener schiefen Ebene das normale Verhältnis von Nieder- und Hochterrassenschottern. Jene bilden das weite Feld in der Mitte, das von diesen auf beiden Seiten in Form von Terrassen begleitet wird. Letztere lehnen sich aber nur teilweise unmittelbar an die höhere Umrahmung der grossen schiefen Ebene an und sind grösstenteils von ihr durch die Thäler der Amper und Sempt getrennt, deren Boden in das Niveau der Niederterrasse fällt. In dieser Lage erscheinen sie als die Ausläufer von Riedeln zwischen verschiedenen Thälern. Wie schon erwähnt, lehnt sich die Hochterrasse von Ober-Hummel bis Moosburg an den Riedel, welcher das Amperthal vom Münchener Felde trennt, und die Schotter von Erding knüpfen sich an den ausgedehnten Riedel zwischen diesem und der Sempt. Diese beiden Riedel sind insuliert, oberhalb von ihnen vereinigen sich die Sohlen des Amper- und Sempttthales mit dem Münchener Felde; aber in einer ganzen Reihe von kleinen Inselerhebungen können wir den Riedel links der Sempt noch im Münchener Felde südwärts verfolgen, und ebenso erscheint die Aubinger Lohe als der Rest des Riedels rechts der Amper. Im Münchener Feld selbst aber können wir auch das Hochterrassenstück von Haidhausen als Riedelrest betrachten. Hiernach erscheint uns die schiefe Ebene von München entstanden durch Vereinigung verschiedener Thäler, zwischen welchen die trennenden Riedel grösstenteils gefallen sind. Zwei dieser Thäler, das der Amper und Sempt können wir auf grosse Strecken deutlich verfolgen; sie gehören nur ein Stück weit der schiefen Ebene dort an, wo diese am breitesten ist, lösen sich dann von ihr los, um sich am Nordende der Ebene wieder mit ihr zu vereinigen; die beiden anderen sind durch die Hochterrasseninsel

1) Geologische Bilder aus der Münchener Gegend. Geognostische Jahreshefte XII. 1899 S. 109 (119).

von Haidhausen bis nach Ismaning getrennt. Das westliche können wir als das Würm-Isar, das östliche als das der alten Mangfall bezeichnen, die, bevor sie in das Zungenbecken des Inngletschers abgelenkt wurde, an der Westseite des Münchener Feldes nach Norden floss.

Auf welche Weise nun die Riedel zwischen diesen vier Thälern stellenweise gefallen sind, können wir am besten an der Nordostseite des Münchener Feldes entnehmen, wo es an das Tertiärhügelland anstösst. Die ganze Strecke von Maisteig nördlich Schleissheim über Freising bis unterhalb Marzling hat den Verlauf einer riesigen Uferkonkave, welche die Thäler des Hügellandes abschneidet. Dem Giggenhausener Thal ist unten das rechte Gehänge fast gänzlich weggenommen worden, gleiches ist am Freisinger Thale geschehen; die Hügel von Weihenstephan und des Domes sind Reste seines rechten Thalgehänges, dem das Hinterland abgeschnitten ist. Das eingangs erwähnte Thal zwischen Marzling und Rast ist ein Torso, der sein Quellgebiet verloren hat, nicht wie in der Regel durch Anzapfung, sondern durch starke seitliche Erosion eines stärkeren Nachbarn. Mutmasslich gehört er zu einer Sammelader, durch welche einst der Giggenhauser und Freisinger Bach abgeflossen sind.

Hier ist durch seitliche Erosion ein Teil der Tertiärhügellandschaft abgetragen worden, in andern Fällen ist es mit den Hochterrassenriedeln geschehen, vielfach indem dieselben wie bei München lediglich ihre Lösskappen verloren haben. In andern Fällen dürfte der Hochterrassenschotter ganz samt dem ihn unterlagernden Deckenschotter verschwunden sein, so dass wir nicht erwarten können, im nördlichen Teil der schiefen Ebene, wo sich die Wirkungen der seitlichen Erosion am kräftigsten geltend machen, beide noch in ausgedehnterem Masse unter dem Niederterrassenschotter zu finden. Da der letztere bis an den Fuss der abgegrabenen Gehänge heranreicht, muss deren Zerstörung durch seitliche Erosion zur Zeit seiner Ablagerung geschehen sein. Wir sehen im Münchener Felde Akkumulation mit seitlicher Erosion verknüpft; beide schaffen durch ihr Zusammenwirken und zwar die erstere mehr im Süden, die letztere mehr im Norden eine grosse schiefe Ebene. Zeigen uns nun auch die von Niederterrassenschotter erfüllten Thäler Schwabens durch ihre breiten Sohlen an, dass auch in ihnen die Akkumulation Hand in Hand mit Seitenerosion ging, so beseitigte doch letztere die trennenden Riedel nicht gänzlich. Hierin liegt eine Eigenheit in der Entwicklung des Münchener Schottergebietes. Ihre Ursachen können nicht in der Geschichte der unterhalb befindlichen Thalstrecke liegen, denn diese hat genau dieselben Entwickelungsphasen durchlaufen, wie wir sie in den schwäbischen Thälern kennen gelernt haben.

Der Untergrund von München, welchen Gümbel geschildert hat (Grundzüge für die Erforschung der geologischen Beschaffenheit des Bodens vom Stadtgebiete München, I. 1875. Geologie von Bayern, II. 1894, S. 366) entspricht der hier entwickelten Entstehungsgeschichte der schiefen Ebene: Wir treffen dort unter den Schottern eine unebene Oberfläche des Flinzes, welche bald von thalähnlichen Rinnen durchfurcht ist, bald einzelne Aufragungen zeigt. Wie wichtig namentlich letztere für die Grundwasserverhältnisse von München sind, so halten sie sich doch in engen Grenzen; die zahlreichen, in der Stadt ausgeführten Bohrungen zeigen, dass man allenthalben in einer Tiefe von höchstens 20 m das Miocän zu erwarten hat.

Isarthal unterhalb Landshut.

Die Hochterrassen, welche wir am Nordende des Münchener Feldes unfern Mosoburg kennen gelernt haben, setzen sich links der Isar unterhalb der Ampermündung fort; ihre Schotter sind namentlich bei Isareck mehrfach unter mächtiger Lössbedeckung

aufgeschlossen. Dann begegnen wir sie wieder nördlich Landshut bei Ergolding und Altheim, wo ihre lössbedeckte Fläche die Isar kaum um 10 m überragt, doch fehlt es gegen die weite Thalsohle, welche die Fortsetzung des Münchener Feldes darstellt, nicht an Schotterausstrichen. Das Isarthal ist also fast in seiner gesamten Tiefe (oberhalb Landshut 110 m) bereits vor der Ablagerung des Hochterrassenschotters ausgefurcht gewesen. Wie es sich mit ihm zur Zeit des Deckenschotters verhielt, lässt sich, da derselbe in ihm noch nicht nachgewiesen ist, nicht direkt entscheiden; doch liegt derselbe bereits bei München, wo wir sein nördlichstes Vorkommen antrafen, tiefer als die Höhen um Landshut. Denkt man sich sein Niveau dahin fortgesetzt, so fällt es nur wenig hoch über die dortige Thalsohle. Dem entspricht, dass sich der Deckenschotter unfern der Mündung des Isarthales ins Donauthal bei Pöring samt Lössdecke nur um 20 m über die Donau erhebt. Darnach stellt das Isarthal unterhalb des Münchener Feldes im wesentlichen eine präglaciale Furche dar, die nur ganz allmählich und wenig während der Eiszeit vertieft worden ist, ganz ebenso wie wir es von dem Donauthale, beziehentlich dem Altmühlthale unterhalb der Iller-Lechplatte anzunehmen haben. Hiernach dürfen wir die Verschiedenheiten der letzteren und des Münchener Feldes nicht auf abweichendes Verhalten ihrer im Donau- oder Isarthale gegebenen Erosionsbasis zurückführen, sondern müssen sie in ihrer eigenen Geschichte suchen. Welche Momente da in Frage kommen, werden wir erst entscheiden können, wenn wir festgestellt haben, welche Entwickelung die normale ist, ob die der Iller-Lechplatte oder die unseres Feldes.

Das Isarthal unterhalb Moosburg ist noch nicht näher in Bezug auf seine Schotterablagerungen untersucht worden. Unsere Angaben beruhen nur auf einer flüchtigen Rekognoszierung. Die bayerischen topographischen Karten 1:50000 geben jedoch keinen weiteren Anhalt nach Terrassen zu suchen, als an den angegebenen Stellen. In Bezug auf Schottervorkommnisse ist im Auge zu behalten, dass im niederbayerischen kontinentalen Miocän Lager von alpinem Kies vorhanden sind, die von den fluvioglacialen Schottern streng gesondert werden müssen. Im allgemeinen ist dies nicht schwer, da sie sich in der Regel durch den Mangel von Kalkgeröllen auszeichnen und lediglich aus Quarzen, Lyditen, Hornsteinen, roten Sandsteinen, krystallinen Gesteinen bestehen. Doch fanden wir am Nordende des Münchener Feldes bei Rast unfern Station Langenbach in einem groben, mit Miocänsanden verknüpften Schotter einige Kalkgerölle, und stellenweise war er zu Nagelfluh verkittet; dann erinnerte er, von der Entfernung gesehen, an diluviale Nagelfluh. Dem Vernehmen nach sind in ihm Knochen gefunden worden; ihre Ausbeute wäre für Feststellung seines Alters von Wichtigkeit. Er liegt in 440—450 m Höhe, also über der Hochterrasse von Ober-Hummel.

Donauthal unterhalb der Isarmündung.

Einer grösseren Terrassenentwicklung begegnen wir im Isarthale erst an der Mündung ins Donauthal. Im spitzen Winkel zwischen Isar und Donau liegt hier 18 m über der letzteren und nur 8 m über der ersteren ein breites lehmbedecktes Feld, das in das Niveau der Hochterrassen nördlich von Landshut fällt. Ausgedehnte Materialgruben legen darin westlich vom Bahnhofe Plattling unter 1—2 m Lehm bez. Löss den Schotter bloss. Weit höher ist die Terrasse am rechten Isarufer. Sie steigt bei Ober- und Unter-Pöring rund 20 m über die Isar an und setzt sich in entsprechender Höhe (25—30 m) über der Donau über Altenmarkt an der Donau bis gegen Pleinting hin fort, wo sie am Eingange des grossen Durchbruchthales unseres Stromes aufhört. Zuvor bietet die Gegend von Girching noch die Möglichkeit, eine konzentriertere Übersicht über seine Terrassen zu gewinnen. (Vergl. bayer. Atlasblatt Passau W und Positionsblatt 546 Pleinting).

Die Thalsohle liegt hier 6—8 m über dem Donauspiegel. Von Schottern und Schlick aufgebaut, worüber stellenweise Moorgrund gebreitet ist, setzt sie den Thalboden der Isar

fort, welcher seinerseits die Fortsetzung der Münchener schiefen Ebene ist; wir betrachten sie daher als zur Niederterrasse gehörig. Südlich von ihr haben wir den scharfen Rand einer, wie es scheint, ausschliesslich von staubigem, an Schnecken reichem Löss gebildeten Terrasse, die sich mit steilen Absätzen 15—16 m über die Donau erhebt. Dem Niveau nach gehört sie in die Hochterrasse von Plattling. Nun erst kommen wir an den Abfall der oben erwähnten Terrasse von 25—30 m Höhe, die wir bei Pöring an der Isar zuerst sahen und über Altenmarkt bis Pleinting verfolgen können. Sie wird gleichfalls von Löss bedeckt, dieser ist aber nicht, wie weiter unten staubig, sondern lehmig, weswegen er zu Ziegeln verarbeitet werden kann. Tiefere Gruben erschliessen, z. B. am Wege nach Wallerdorf, eine Wechsellagerung von Lehm und gelbem Löss, Darunter liegt, südlich vom Bahnhofe Girching, durch eine kleine Grube aufgeschlossen in 320 m Höhe, also 17 m über der Donau, grober Schotter, der vorzugsweise aus Geröllen von weissem und grauem Quarz, von Lyditen, rotem Hornstein und krystallinischen Schiefern besteht, wozu sich nur ganz wenige Kalkskelette gesellen. Höher über dem Flusse gelegen, als wir sonst die lössbedeckte Fläche der Hochterrassen antreffen, kann dieser Schotter nicht der letzteren zugewiesen werden; wir stellen ihn daher zum Deckenschotter, und zwar zum jüngeren; denn er wird von einer noch höheren Terrasse überragt, die 40—45 m über die Donau ansteigt. Auf ihr liegen die Dörfer Inkam, Wallerdorf und Hub. Sie ist durchweg von Löss gebildet, den 8 m tiefe Brunnen in Wallerdorf nicht durchsanken. Wir erachten sie als ein Äquivalent des älteren Deckenschotters, der hier erst in namhafter Tiefe, höchstens 35 m über der Donau zu gewärtigen wäre. Noch höher fehlen Terrassenabsätze; in allmählichem, sanftem Anstiege kommen wir auf die Höhe, die im Forst Hart 90—100 m über der Donau eine gut ausgesprochene Wasserscheide gegenüber der Vils bildet.

Epigenesis und praeglaciales Alter des Donaudurchbruchs von Passau.

Sohin haben wir unmittelbar oberhalb des Eintrittes der Donau in das boische Massiv Anzeichen der vier fluvioglacialen Schotter des Alpenvorlandes, welches hier, wenn wir von der sehr mächtigen Lössbedeckung der älteren absehen, in einem senkrechten Abstande von höchstens 35 m über dem Strome liegen und daher tief unter den Gneishöhen bleiben, in welche die Donau bei Pleinting eintritt. Nichts deutet darauf, dass sie einst über die letzteren gebreitet waren, die 100—130 m über den Fluss ansteigen. Auch spricht nichts dafür, dass sich das Engthal der Donau durch eine jugendliche Verwerfung gegen das obere Donaubecken abgrenze, etwa so, wie es vom Rheindurchbruch im Schiefergebirge gegen die mittelrheinische Tiefebene angenommen wird. Vielmehr greifen die Quarzschotter, welche die Wasserscheide zwischen Vils und Donau krönen und hier auf das innigste mit den Sanden des Jungtertiärs verknüpft sind, aus dem Alpenvorlande auf die boische Masse in nahezu gleicher Höhe über. Wir sahen sie dort zwischen Wallerdorf und Kriesdorf in 420 m Höhe auf das innigste mit Tertiärsanden verknüpft, weswegen wir sie zum Jungtertiär rechnen, und trafen sie wieder in Pleckenthal auf dem Ausläufer des Massivs zwischen Pleinting und Vilshofen in 430 m Höhe[1]). Das weist darauf, dass hier seit Ablagerung des Quarzschotters, mutmass-

1) Gümbel stellt sie hier, ohne nähere Angabe der Gründe, zum Quartär, Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges. Gotha 1868. S. 470. 805. Geognost. Karte v. Bayern Bl. VII. Passau. Die Frage wird sich wahrscheinlich durch Fossilfunde klären lassen; wir fanden im Kiese von Forstharf zwischen Wallerdorf und Kiesdorf allerdings unbestimmbare Knochenreste. Über die nähere Altersbestimmung des Kieses vergl. S. 82.

lich also seit der jüngeren Tertiärperiode, keine nennenswertere Schichtstörung eingetreten ist, und dass der Donaudurchbruch durch das Massiv in die grosse Familie der epigenetischen Thäler gehört. Er wurde angelegt zu jener Zeit, als das Jungtertiär noch das ganze Alpenvorland bis zur Höhe des alten Gesteines erfüllte. Am Nordrande dieser Aufschüttung einschneidend, kam die Donau oberhalb Pleinting lediglich auf leicht zerstörbare Miocänschichten und furchte in diesen ein breites Thal aus, während sie im widerstandsfähigen Grundgesteine des Massives sich nur eine enge Furche eintiefte.

Hiermit steht die Geländegestaltung am Eingange des Durchbruches in bestem Einklange. Dort, wo die Donau sich gerade an der Grenze zwischen Massiv und Alpenvorland eingeschnitten hat, ist ihr Thal ungemein breit, bei Straubing 15 km. Dann verschmälert es sich allmählich mit Annäherung an die Enge; bei Osterhofen misst sein Querschnitt noch 10 km, bei Hofkirchen nur 5 km, worauf es sich bei Pleinting auf 600—800 m einengt. Wir haben einen grossartigen trichterförmigen Thaleingang in das boische Massiv. Es ist sehr bemerkenswert, dass wir unmittelbar daneben einen zweiten haben. Kaum hat sie das Massiv betreten, so nimmt die Donau bei Vilshofen die Vils auf, einen der trägen, dunkelfarbigen Flüsse Niederbayerns. Er hat im Alpenvorlande sein Thal bis auf 3,5 km Breite ausgeweitet; sowie er ins Massiv tritt, engt er es dermassen ein, dass erst die kürzlich erbaute Lokalbahn von Vilshofen nach Aidenbach hier neben dem Flusse einen Weg sich gewinnen konnte. Beide benachbarte trichterförmige Thaleingänge und die Vereinigung beider Thäler hart an den Grenzen des Massivs kann man nur unter der Voraussetzung verstehen, dass ihre Flüsse einst höher, auf ebenem Lande flossen und sich vereinten, was durch eine nachfolgende Tiefenerosion festgehalten wurde.

Diese letztere aber ist grösserenteils voreiszeitlich: die Donauterrassen, die wir bei Girching kennen lernten, liegen tief unten im weiten Thalbecken des Alpenvorlandes; ihre Fortsetzung im Massive müssen wir unten in der Enge suchen, die hier an ihrem Eingange seit Ablagerung des älteren Deckenschotters um höchstens 35 m vertieft worden sein kann. Der Hauptsache nach ist der Donaudurchbruch älter als die Schotter, die uns beschäftigen; die Wasser, welche den Terrassenbau Schwabens und die schiefe Ebene Münchens bildeten, fanden ihn bereits vor und haben ihn nur noch wenig vertieft. Damit ist die geringe Veränderlichkeit der Erosionsbasis für einen grossen Teil des Alpenvorlandes festgestellt.

V. Die Inn-Salzachplatte.

Übersicht. Schärdinger Trichter. Gegend von Burghausen. Terrassen am Inn. Der Schärdinger Durchbruch.

Übersicht.

Westlich des Leches das deutsche Alpenvorland in seiner ganzen Breite überschüttend, beschränken sich die Ablagerungen des Eiszeitalters östlich von jenem Flusse auf den Süden unseres Gebietes und reichen in deckenartiger Ausbreitung nur bis in die Mitte des Vorlandes. Nördlich von ihnen heben sich jungteritäre Ablagerungen mit den Formen einer gereiften Thallandschaft hervor. Das ist das Tertiärhügelland. Westlich und östlich von München wird es von den Moränen der eiszeitlichen Gletscher erreicht, sonst ist es dazwischen von denselben durch Schottergebiete getrennt. Das zwischen dem Isar- und Inngletscher gelegene Münchener Feld mit seinem weit hinein in das nördlich gelegene Tertiärgelände sich erstreckenden Ausläufer haben wir

soeben kennen gelernt. Ein zweites Schottergebiet liegt östlich vom Inngletscher und umrahmt das Gebiet des Salzachgletschers. Unsere Fig. 22 im zweiten Kapitel (II) zeigt seine Umgrenzung. Im Norden wird es überragt von dem Abfall des Tertiärhügellandes, an dessen Fuss der Inn von Mühldorf über Marktl bis Simbach fliesst. Gegen Osten wird es umrahmt von einem ähnlich auffälligen Rande des Tertiärhügellandes Oberösterreichs, das östlich der Mattig als Kobernauser Wald und Hausruck bis dicht an den Fuss der Alpen herantritt. Zwischen beiden Steilrändern stülpt es sich ähnlich wie das Münchener Feld längs der Isar, am Inn weit hinein in das Tertiärhügelland. Das ist die Inn-Salzachplatte. Ihr südlicher Teil ist bereits von Brückner[1]) untersucht und im Massstabe 1:250 000 kartiert worden; er hat hier Nieder- und Hochterrassen- sowie Deckenschotter unterschieden; welche in ähnlicher Weise wie in Schwaben gelagert sind: der Deckenschotter am höchsten, der Niederterrassenschotter am tiefsten, der Höhe nach zwischen beiden der Hochterrassenschotter. Die für Brückner massgebenden Profile liegen zwischen dem Inn bei Neu-Ötting und dem Salzachknie oberhalb Burghausen. Sie fallen teilweise bereits in das Gletschergebiet. Wir wollen weiter nordwärts versuchen, die Schotter zu gliedern, und wählen dazu die trichterförmige Thalweitung oberhalb des Inndurchbruches, den Schärdinger

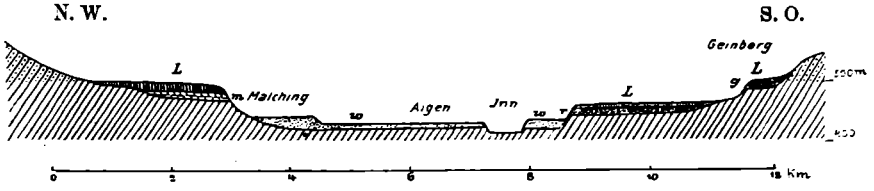


Fig. 11. Querprofil durch den Schärdinger Trichter.

g Älterer Deckenschotter von Geinberg. *m* Jüngerer Deckenschotter von Malching und Tutting. *r* Hochterrassenschotter. *L* Löss. *w* Niederterrassenschotter. Schräge Schraffierung: Miocän; mit Punkten: Miocänkies.

Trichter (bayerische Atlasblätter Rotthalmünster O. und W., österr.-ung. Spez.-Karte 12. VIII Braunau).

Schärdinger Trichter.

Wir gehen aus von dem weiten Schotterfelde, das sich hauptsächlich am linken Ufer des Inn unterhalb der Salzachmündung zwischen Braunau und Schärding erstreckt. Es trägt durchaus den Charakter einer Niederterrassenfläche; sein Geröll geht beinahe nackt zu Tage und gewährt vielfach nur einen dürftigen Boden; ein grosser Strich heisst Pockinger Heide. Auf bayerischer Seite sind mit Erfolg in Thierham, Kirchham und Tutting Bohrungen von 212, 198 und 210 m Tiefe vorgenommen worden, um artesisches Wasser zu finden; dabei hat man den Schotter bei durchschnittlich 15 m Tiefe durchschlagen. Dem entspricht, dass am Inn selbst das liegende marine Miocän, sogenannter Schlier, ausstreicht. 20—30 m höher als diese breite Niederterrasse erhebt sich am rechten Innufer die Hochterrasse (Fig. 11), die vom Mattigthale bei Braunau bis zum Pramthale bei Schärding fast ununterbrochen zu verfolgen ist. Sie trägt allenthalben eine stellenweise 10 m mächtige Löss- und Lehmbedeckung und liefert deswegen einen ganz ausgezeichneten Ackerboden. Bei Obernberg tritt der Inn unmittelbar an sie heran und hat sie mehrfach unterspült. An solchen Stellen, z. B. bei Obern-

1) Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abh. I. 1. 1886.

berg und bei Suben ist der Hochterrassenschotter als höchstens 10 m mächtiges alpines Geröll aufgeschlossen, das nur lose verkittet ist. Die obere Kante des darunter lagernden Schliers erhebt sich bei Obernberg beinahe eben so hoch, wie die gegenüber befindliche Niederterrasse. Hoch- und Niederterrasse haben ein steileres Gefälle als der Inn: bei Braunau 70 bez. 40 m über demselben, überragen sie ihn oberhalb Schärding nur um 20 bez. 10 m, ihr Gefälle ist, in gerader Linie gemessen, daher 2,2 und 1,7 $^0/_{00}$, das des Flusses nur 0,85 $^0/_{00}$.

Zwischen Malching und Pocking erhebt sich neben der Niederterrasse des likenn Innufers eine 40—50 m höhere Terrasse, welche sohin die Hochterrasse des rechten Ufers um 20 m überragt. Auch ihre Oberfläche wird von sehr mächtigem Löss gebildet, unter welchem bei Tutting in 360—370 m Höhe, also über der Obernberger Hochterrasse ein zu Nagelfluh verkittetes, an Alpenkalken reiches Gerölle ausstreicht, das in der Richtung auf Rotthalmünster durch Aufnahme zahlreicher Quarzgerölle seinen Charakter wesentlich ändert und dem in der Gegend herrschenden miocänen Quarzschotter recht ähnlich wird. Innaufwärts gegen Malching und abwärts gegen Pocking behält es aber dieselbe Zusammensetzung wie bei Tutting. Wir haben es in der Richtung gegen Rotthalmünster sichtlich mit den Anschwemmungen eines lokalen Gewässers, dem Vorläufer des Köstlarner Baches zu thun, das hier sein Gerölle ablagerte, während gleichzeitig der um die Salzach verstärkte Inn das seine zwischen Malching und Pocking mit einem Gefälle von 3,5 $^0/_{00}$ aufschüttete. Denken wir uns dieses Gefälle abwärts fortgesetzt, so würden wir die Oberfläche unseres Schotters bei Schärding ungefähr 25 m über dem Inn erhalten. Wir müssen ihn als jüngeren Deckenschotter deuten; denn am rechten Innufer wird die Hochterrasse von einem noch höher gelegenen alpinen Gerölle überragt, das die Höhenlage eines älteren Deckenschotters besitzt. Das einschlägige Vorkommen liegt dort, wo die Eisenbahn von Wels nach Braunau das Innthal erreicht. Neben der Hochterrasse ist hier dem Abfalle des Geinberges (459 m) eine schmale Terrasse angelehnt, auf welcher die Wallfahrtskirche von Geinberg steht. Ihre Höhe ist über 400 m. Sie überragt also, wie unser Profil lehrt, die gegenüberliegende höhere Terrasse des linken Innufers mindestens um mehr denn 10 m und unterscheidet sich von ihr durch die weit stärkere Verwitterung ihres Materials. Letzteres besteht aus Alpengesteinen mit starker Beimischung von Quarzgerölle der Gegend. Die Kalke der ersteren sind jedoch in den meisten Aufschlüssen bis auf Skelette verschwunden.

Die Deutung des Vorkommens von Geinberg beruht im wesentlichen auf seiner Höhenlage und dem Grade seiner Verwitterung. Was die erstere anbelangt, so sind wir hier auf die Angabe des Blattes Braunau 12 VIII. der österr.-ungar. Spezialkarte 1:75000 angewiesen, welches die 400 m-Isohypse gerade durch die Kirche Geinberg zieht. Das stimmt befriedigend mit meinen auf die Höhe des Geinberges bezogenen Aneroidmessungen; dieselben wurden bei unsicherer Witterung vorgenommen, weswegen ich mich auf sie nicht berufen kann und mich auf die Höhenangaben der Karte verlassen muss, die aus der ersten Epoche des Erscheinens der Spezialkarte datierend, noch nicht den Grad von Genauigkeit besitzen, wie er gegenwärtig für jenes Kartenwerk erstrebt wird. Es sei bemerkt, dass die in unserer Gegend doppelt, von bayerischer und österreichischer Seite gemessenen Höhenpunkte bei letzterer durchschnittlich um 2 m tiefer ausgefallen sind als bei ersterer, weswegen unser Geinberger Schotter, auf bayerische Messungen bezogen, noch etwas emporrückt und seine obere Kante um ungefähr 20 m höher anzusetzen ist als die des gegenüberliegenden von Tutting. Solange wir annehmen, dass, wie unsere Beobachtungen lehren, alle unsere Schotter in der Richtung auf Schärding fallen, dürfen wir den Geinberger Schotter nicht mit dem Tuttinger parallelisieren. Diese Voraussetzung wird nicht dadurch berührt, dass die von Brückner östlich

und westlich Mauerkirchen verzeichneten Deckenschottervorkommnisse ein abweichendes Fallen nach Nordnordwesten statt nach Nordosten besitzen; denn sie gehören bereits in das Flussgebiet der Mattig und fallen hier genau nach der Regel wie unsere Schotter längs des Inns, nämlich thalabwärts.

Der Schotter von Geinberg steht nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnis in der Inn-Salzachplatte ganz isoliert; wir können ihn mit keinem andern derselben parallelisieren, während wir die übrigen drei Schotter thalaufwärts in das von Brückner untersuchte Gebiet hinein verfolgen können. Hier schliessen sich unsere Nieder- und Hochterrassenschotter an die seinen unmittelbar an; ferner fällt unser jüngerer Deckenschotter des linken Innufers in das Niveau der von ihm beiderseits der Mattig und namentlich längs der Alz verzeichneten Deckenschottervorkommnisse, weswegen wir diese unserm jüngeren Deckenschotter zuweisen.

Gegend von Burghausen.

Wir erkennen dies am besten bei einer Wanderung salzachaufwärts von Braunau gegen Burghausen. (Vergl. Aufriss 5, Tafel I.) An unsere breite Niederterrasse der Pockinger Heide schliessen sich die grossen Schotterflächen des Lach- und unteren Weilhardtforstes an, die, wie Brückner gezeigt, am Jung-Endmoränenwalle beginnen; daneben haben wir bei Schwand ein weites Hochterrassenfeld, das zu den äusseren lössbedeckten Moränen Brückners ansteigt. Beide Terrassen haben zunächst ein geringeres Gefälle als unterhalb Braunau. Bei Burghausen sind wir bereits im Gebiete der äusseren Moränen Brückners, unserer Altmoränen. Sie breiten sich über die Hochterrassenschotter und kommen stellenweise, z. B. westlich Ach (gegenüber Burghausen) auch unter ihnen vor; sie sind mit ihnen in der üblichen Weise verknüpft. Sie werden durchsetzt von einem Ausläufer des Niederterrassenstückes zwischen Inn und Salzach, welches den grossen Daxenthaler und Holzfelder Forst trägt und das sich südwärts in einzelnen Armen in den oberen Weilhardtforst bis zum Jung-Endmoränenzuge hin zieht. Die Niederterasse zeigt hier einen erheblich steileren Anstieg als weiter nördlich, ihre Oberfläche kommt bei Burghausen bereits in die Höhe des 40 m mächtigen, lose konglomerierten Hochterrassenschotters zu liegen, dieser streicht unter ihr durch. Wir treffen also, ganz ähnlich wie bei München, namentlich nördlich Burghausen den Niederterrassenschotter in geringer, etwa 10 m betragender Mächtigkeit über dem Hochterrassenschotter, dieser streicht am Gehänge der Salzach aus, jener nimmt die Hochflächen daneben ein. Darunter liegen, bis 30 m über dem Salzachspiegel (380 m Meereshöhe) ansteigend, die Gerölle und die Mergel des kontinentalen Miocäns, das Hangende des Schliers.

Die moränenbedeckten Hochterrassenschotter und die Niederterrassen von Burghausen werden im Norden überragt vom Höhen- und Eschelsberge, welche sich auf 486 m bezw. 503 m Höhe, also beträchtlich über die Hochterrasse erheben. Beide haben einen Kern von jüngerem Deckenschotter. Wir begegnen ihm weiter südwestlich gleichfalls unter Moränenbedeckung im Engelsberge wieder, aber in der gegenüberliegenden Höhe von Unter-Kastl, die bis 500 m ansteigt, hat er lediglich Lehmbedeckung. Das Gefälle der Decke von hier bis Malching ist 2,3 ‰, also weniger als von dort bis gegen Schärding. Es wiederholt sich also auch hier, dass die Schotter oberhalb des Schärdinger Trichters ein geringeres Gefälle haben als in demselben.

Brückners Karte räumt in der Gegend von Burghausen den Niederterrassenschottern ein zu grosses, den Hochterrassenschottern und äusseren Moränen ein zu kleines Gebiet ein. Letztere sind namentlich um Ach verbreitet.

Terrassen am Inn.

Auch am Inn aufwärts steigen die Nieder- und Hochterrassen zunächst langsamer an als im Schärdinger Trichter. Ziemlich hoch über dem Flusse gelegen, gewähren die ersteren meist trockenen Kiesboden, auf dem sich grosse Forste ausdehnen, so der Öttinger Forst und die Mühldorfer Hart. Unfern Kraiburg beginnen sie plötzlich rascher zu steigen und ersetzen ihr bis dahin befolgtes Gefälle von 1,5 ‰ durch ein solches von 5,3 ‰. Bei Gars haben sie sich bis 90 m über den Inn gehoben, dabei reicht ihr Schotter wie gewöhnlich am Inn bis nahe an den Wasserspiegel herab, so dass wir hier einen Niederterrassenschotter von fast 90 m Mächtigkeit vor uns haben und die ganze Zunahme des Gefälls durch die der Mächtigkeit bedingt erscheint. Oberhalb Gars tritt er mit Moränen des Jung-Endmoränenzuges in vielfache Wechsellagerung. Die Hochterrassen beschränken sich auf das rechte Innufer; ihre Schotter zeigen ähnlich denen der Niederterrasse bei Annäherung an das Altmoränengebiet eine ganz auffällige Gefälls- und Mächtigkeitszunahme. Am Inn sind sie in einer grossen Rutschung unterhalb Jettenbach unter Moränen in 60 m Mächtigkeit zwischen 440 und 500 m Höhe aufgeschlossen. Südlich dieser Hochterrasse treffen wir im Winkel zwischen Inn- und Salzachgletscher ziemlich ausgedehnte Vorkommnisse von wahrscheinlich jüngerem Deckenschotter, welche in der Gegend um Peterskirchen nur wenig über das Hochterrassenfeld ansteigen und noch nicht näher gegen dasselbe abgegrenzt werden konnten.

Während am Inn und an der Salzach die Breite von etwa 48° 10′ die südliche Grenze der zusammenhängenden Terrassenvorkommnisse bezeichnet, dringen zwischen beiden an der Alz sowie an der Ostgrenze unseres Gebietes längs der Mattig die Niederterrassen bis an den Fuss des Gebirges und die Hochterrassen, allerdings schliesslich unter Moränenbedeckung bis nahe an dasselbe vor. Auch der nach unserer Auffassung jüngere Deckenschotter ist an der Alz sowie im Mattigthale entfaltet. Endlich treffen wir im Thale der Isen, welches sich zwischen dem Tertiärhügellande und dem Gebiete des Inngletschers erstreckt, Ausläufer der Hochterrasse und der jüngeren Decke.

Durchbruch von Schärding.

Nach Norden konvergieren alle unsere Schotterterrassen gegen die Innenge zwischen Schärding und Passau und zwar von Braunau an im Schärdinger Trichter insgesamt mit etwas steilerem Gefälle als weiter thalaufwärts. Durch diese Gefällssteigerung kommen sie rasch einander nahe und sind, wie wir gesehen haben, bei Schärding in einem Abstande von 25 m über dem Flusse teils zu sehen, teils zu mutmassen. In der Enge selbst setzen sie fast gänzlich aus; erst in der Weitung von Passau am Zusammenflusse von Inn und Donau treffen wir durchweg in geringen, nur 20—30 m betragenden Höhen über den beiden Strömen wieder auf Reste alpiner Schotterterrassen. Sie zeigen uns an, dass auch im Donau-Inndurchbruche die Schotteranhäufung lediglich bis zu geringen Höhen geschah. Ihre Spuren sind in den Engen nahezu gänzlich, in den Weitungen in etwas geringerem Masse erodiert. Wir haben hieraus neuerlich zu entnehmen, dass der Inn-Donaudurchbruch von Passau, auf den die ganze Entwässerung des deutschen Alpenvorlandes angewiesen ist, älter ist als die vier mit Glacialbildungen verknüpften Schotter, die wir bisher kennen gelernt haben. Er ist in seinen grossen Zügen vorquartär.

Dies konnte bereits 1882 ausgesprochen werden. (V. D. A. S. 149). Franz Bayberger (Der Inndurchbruch von Schärding bis Passau. Inauguraldissertation Strassburg 1886) hat ihn dagegen als interglacial gedeutet. Seine Argumentation stützt sich im wesentlichen (S. 14) auf die Annahme, dass zur Deckenschotterzeit das bayerische Alpenvorland noch ganz eben gewesen

sei, während zur Hoch- und Niederterrassenzeit die Donauenge schon existiert habe. Bayberger überträgt dabei Argumente, die für einen Teil des Alpenvorlandes, speziell das Münchener Feld und die Iller-Lechplatte gelten, auf das Ganze und kommt dadurch in Widerspruch mit seinen eigenen Beobachtungen (S. 9), zufolge derer, ganz im Einklange mit den meinen, auf dem Tertiärhügellande links des Inns der alpine Deckenschotter fehlt. Oberhalb des Durchbruches nimmt er, den älteren Anschauungen von J. Weiss folgend, für geraume Zeit einen grossen See an, dessen frühere Existenz er aus den Lehmmassen auf der Hochterrasse unterhalb Braunau erweisen möchte, indem er hervorhebt, es sei hier kein Schotter zur Ablagerung gelangt (S. 31). Dass unter dem Löss hier der Hochterrassenschotter durchstreicht, ist ihm entgangen. Die angeblich horizontalen Uferränder des Sees habe ich im Norden nirgends finden können; im Süden sind es östlich Burghausen Geländeabsätze zwischen Hoch- und Niederterrassen-, westlich Burghausen solche zwischen Decken- und Hochterrassenschotter.

VI. Die Traun-Ennsplatte.

Übersicht. Gliederung der Schotter. Verhältnis der Plattenschotter zum Neogen. Terrassen an der Traun. Deckenschotter an der Traun. Terrassen an der Ager. Terrassen an der Krems.

Übersicht.

Zwischen Traun und Enns bildet das österreichische Alpenvorland eine typisch entwickelte Platte, die sich am Fusse der Alpen an der Traun bis auf 510 m, an der Enns bis fast 380 m erhebt und längs beider Flüsse nach der Donau hin senkt. (Vergl. Fig. 41 im zweiten Kapitel.) Sie hat die Anordnung zweier grosser flacher Schuttkegel, die sich mit sanfter und sanfter werdendem Gefälle dermassen abdachen, dass sie an der Donau in 330 bez. 320 m Meereshöhe zu liegen kämen. Absolut genommen zwar erheblich verschieden, ist das Gefälle an beiden Flüssen relativ das gleiche, nämlich 3,3 $^0/_{00}$. Beide Flachkegel schneiden sich in einer nur leise angedeuteten Tiefenlinie, welcher der Somerreiner Bach östlich der Krems folgt; im Kremsgebiete liegt zwischen ihnen ein Moränenbogen, der, sich bis Kremsmünster erstreckend, eine namhafte Unterbrechung des Gefälles bezeichnet. Im Norden erheben sich zwischen Neuhofen und St. Florian einige Hügel, vor allem der Radberg (378 m), 30—40 m über ihr Niveau. Sie bilden Durchragungen des liegenden Miocäns. Im Westen greift der Flachkegel der Traun nur wenig auf deren linkes Ufer über, während im Osten der der Enns sich erheblich auf das rechte Ufer hinüber erstreckt; ein Ausläufer folgt hier dem Fusse der Alpen und zieht sich südlich der Tertiärhügellandschaft von Strengberg in das Ybbsthal hinein. Ein zweiter lässt sich nördlich des Strengberger Hügellandes bis in die Gegend von Wallsee an der Donau verfolgen. Weiterhin sind seine Züge in der Oberflächengestalt des Landes nicht mehr zu erkennen.

Zahlreiche Thäler zerschneiden unsere beiden Flachkegel und bedingen den Oberflächencharakter des Landes als Platte. Doch stehen sie gewöhnlich ziemlich weit voneinander ab und werden in der Regel durch breite Hochflächen voneinander getrennt, welche die ursprünglichen Oberflächenverhältnisse zu rekonstruieren ermöglichen. Allerdings drängen sich dieselben dem Beobachter im freien Felde nicht ohne weiteres auf, da der Höhenwechsel auf den Hochflächen ein zu geringer ist. Auch der Verlauf der auf die österr.-ungar. Spezialkarte eingetragenen Isohypsen von 50 zu 50 m, auf Grund deren ich 1890 [1]) die Höhenverhältnisse zu schildern versuchte, gewährt noch kein richtiges Bild, da die 350 m-Kurve von den Erhebungen zwischen Neuhofen und

1) Das österreichische Alpenvorland. Schriften d. Vereins zur Verbreit. naturw. Kenntnisse Wien XXX. 1890 S. 393 (404).

St. Florian stark beeinflusst wird; erst ein genaues Studium der einzelnen Höhenangaben lässt die oben dargelegte Anordnung erkennen.

Gliederung der Schotter.

In ihrem Aufbau hat die Traun-Ennsplatte grosse Ähnlichkeit mit der Iller-Lechplatte. Ihre Hochfläche wird von einer weit ausgedehnten Decke alpinen Gerölls gebildet, die am Fusse der Alpen am mächtigsten ist, nämlich 30 m, während sie sich nordwärts auf 10 m ausdünnt; dafür aber wird hier die Lössdecke über ihr mächtiger: im Süden nur 2—3 m, wird letztere nahe der Donau über 10 m stark. An der Zusammensetzung des Gerölls beteiligen sich die Gesteine der südlich gelegenen Alpenthäler, im Traun-, Alm-, Krems- und Steyrgebiete also solche der nördlichen Kalkalpen, im Ennsgebiete ausserdem fast in gleicher Menge solche der Zentralalpen. Doch fehlen dieselben auch im Bereiche der vorher genannten Flüsse fast nirgends gänzlich, und ihre Menge nimmt nordwärts entschieden zu. Dies erklärt sich daraus, dass wir es links der Traun mit ausgedehnten Massen obermiocänen Quarzgerölls zu thun haben, das in erheblichen Mengen auch zentralalpine Gesteine führt. Es gesellt sich dem Deckenschotter unserer Platte zu. Ganz reines Kalkgerölle sahen wir nördlich des Gmundener Sees rechts der Traun am Hechenberge, ferner nördlich des Ausganges vom Almthale bei Eggenstein, wo sich eine ziemlich feinkörnige Nagelfluh findet; solche kommt auch bei Kremsmünster vor. Dieses Kalkgerölle ist viel fester verkittet als das weiter nördlich sowie das im Ennsgebiete gelegene, das bis ins Ybbsgebiet hinein Gerölle zentralalpiner Gesteine führt.

Oberflächlich ist unser Deckenschotter allenthalben stark verwittert. Im Süden ist die Nagelfluh häufig von geologischen Orgeln durchsetzt, die bei Kremsmünster über 6 m Tiefe erreichen. Im Norden, wo die Verkittung des Gerölles eine weniger feste und dessen Mächtigkeit eine geringere ist, finden sich breitere Verwitterungssäcke, die oft solche Ausdehnung nehmen, dass zwischen ihnen die frischen Partien zurücktreten, wie wir dies im Rothkies der Iller-Lechplatte sahen. In diesen verwitterten Partien sind die Kalke meist ganz, manchmal unter Hinterlassung von Skeletten geschwunden, wogegen sich die Zentralgesteine und die Quarze frisch erhalten haben und verhältnismässig zahlreich erscheinen, weswegen sie mehr auffallen. Daneben finden sich als Kalkalpengesteine stets rote Hornsteine und rote Sandsteine.

Wolf (Die geologischen Verhältnisse des Badeortes Hall. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. XIX. 1869 S. 169) ist der Ansicht, dass die Urgebirgs-Gerölle teilweise aus Böhmen stammen. Ich habe nirgends die typischen Granite und Gneisse der boischen Masse, sondern lediglich Glimmer- und Hornblendeschiefer von zentralalpinem Habitus in ihnen gefunden. Ein nur selten fehlender Bestandteil unter ihnen sind recht feste Serpentine, wie sie ja auch in den Zentralalpen nicht selten sind.

In den beiden grossen, von den Alpen kommenden Thälern, welche unsere Platte in ihrer gesamten Breite queren, finden wir ganz ebenso wie im Iller- und Lechgebiete Terrassen jüngerer Schotter. Wir können längs der Traun und Enns deren je drei unterscheiden. Die unterste trägt das Gepräge der Niederterrasse, die höhere das der Hochterrasse; die nächste stellen wir dem jüngeren Deckenschotter gleich, weswegen wir das angrenzende Geröll auf der Hochfläche unserer Platte als älteren Deckenschotter erachten.

Drei dieser Schotter habe ich 1890 in meinem Vortrage über das österreichische Alpenvorland unterschieden, der jüngere und ältere Deckenschotter wurden damals wie auch sonst noch nicht getrennt und als Deckenschotter kurzhin bezeichnet. Früher ist letzterer im allgemeinen zu den Tertiärbildungen gestellt worden, obwohl er bereits 1832 von Boué (Description de divers gisements intéressans de fossiles dans les Alpes autrichiennes. Mém géolog. et pal. I. 1832 S. 2 u. 3.)

zu den Alluvions anciennes, dem Sammelbegriffe für die Quartärschotter gerechnet worden ist, nachdem er von demselben vorher kurzhin als Alluvionen (Geognostisches Gemälde von Deutschland 1829 S. 407) bezeichnet worden war. Für das tertiäre Alter ist, allerdings nur ganz allgemein, F. von Hauer eingetreten, indem er sagte, dass die obere Tertiärformation sich zwischen den Alpen und Böhmen findet, und in den Alpen grobkörniger als weiter im Norden ist (Über die geognostischen Verhältnisse des Nordabhanges der nordöstlichen Alpen zwischen Wien und Salzburg. Jahrb. k. k. geolog. Reichsanstalt, I. 1850 S. 18 [53]. Positiv äusserte Ehrlich, (Bericht über die Arbeiten der Sektion III. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, I. 1850 S. 628), dass sich zwischen Steyr und Neuhofen, sowie gegen Haag und Seitenstetten tertiäre Konglomerate finden. Auch nach Czjżek (Bericht über die Arbeiten der Sektion II. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, III. 1852 Heft IV S. 62) erstreckt sich das Tertiärgebiet zwischen Steyr, Gmunden und Vorchdorf, und er rechnet die hier vorhandenen Nagelfluhbildungen ausdrücklich zum Tertiär; später hat Ehrlich (Geognostische Wanderungen im Gebiete der nordöstlichen Alpen. 1854 S. 77) geradezu von einem Tertiärplateau gesprochen, in welches die Ennsterrassen unterhalb Steyr eingesenkt sind, und behauptet, dass die höhere Lage der Tertiärgebilde einen ziemlich sicheren Anhaltspunkt zur Unterscheidung der Diluvial- und Tertiärkonglomerate gäbe. Stur ferner erwähnt, dass das Terrassendiluvium der Traun von tertiären Hügelreihen überragt wird (Über die Ablagerungen des Neogen, Diluvium und Alluvium im Gebiete der nordöstlichen Alpen. Sitzb. d. k. Akad. d. Wissensch. Math. nat. Cl. XVI. S. 477, bes. 518. Wien 1853). Auch Wolf hält die Nagelfluh bei Bad Hall für tertiär. F. Fötterle hat auf seiner geologischen Karte des Erzherzogtums Österreich ob der Enns (Gotha 1860) im Bereiche der Platte die Schotter und Konglomerate von dem liegenden Mergel getrennt, wobei er alles zum Neogen rechnete. Gleiches geschah von R. Lorenz in der Gegend von St. Florian (Statistik der Bodenproduktion von zwei Gebietsabschnitten Oberösterreichs. 1867). F. v. Hauers geologische Übersichtskarte der österreichisch-ungarischen Monarchie macht auf den Blättern VI östliche Alpenländer und II Böhmen diese Unterscheidung nicht und fasst alle Ablagerungen der Platte als Neogen zusammen; in den Erläuterungen (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt XIX. 1869 S. 53) zu Blatt I u. II wird der hier verbreiteten Geröllmassen nicht gedacht. v. Hauers Darstellung wurde von Franz Noë in seiner geologischen Übersichtskarte der Alpen (Wien 1890) angenommen.

Verhältnis des Plattenschotter zum Neogen.

Die Gründe für die Deutung unserer Plattenschotter als Neogen dürften im wesentlichen darin liegen, dass in der Nachbarschaft, im Hausruck, das Neogen, wie auch im Wiener Becken mit einer Geröllbildung abschliesst, und dass man dies als die normale Schichtfolge ansah. Der Hausruckschotter aber weicht wesentlich von dem unserer Platte ab. Er zeichnet sich vor ihm durch das Zurücktreten der Kalke aus; grösstenteils besteht er aus weissen Quarzen, zu welchen sich in wechselnder Menge Glimmerschiefer, Hornblendeschiefer und namentlich die charakteristischen Serpentine der Zentralalpen sowie auch rote und schwarze Hornsteine aus den Kalkalpen gesellen, während die Kalke selbst immer nur spärlich auftreten. Gemäss dieser Zusammensetzung ist er im allgemeinen locker, nur selten ist er durch meist quarziges Bindemittel konglomeriert. Ferner hat er eine viel höhere Lage als der Plattenschotter. Seine Sohle liegt bei Wolfsegg und Thomasroith über 600 m hoch, also 150—200 m über der benachbarten Plattenfläche. Darnach müssen wir den Hausruckschotter für wesentlich älter als den Schotter auf der Traun-Ennsplatte erachten, den wir als älteren Deckenschotter und somit als ältestes Glied des Quartär kennen lernen werden, und können ihn nicht, wie es auf Noë's geologischer Karte der Alpen geschehen, zum Quartär stellen. Für nähere Bestimmung seines Alters können nur die Funde von Säugetierresten in der liegenden Braunkohle dienen, über welche v. Tausch berichtete (Über Funde von Säugetierresten in den lignitführenden Ablagerungen des Hausruckgebirges in Ober-Österreich. Verh. k. k. geolog Reichsanstalt 1883 S. 147), nämlich von Hipparion gracile und Chalicotherium, von welchen das erstere in die Fauna des Mastodon longirostris gehört. Fassen wir die Schotter mit den Braunkohlen, wie es nach den Lagerungsverhältnissen gestattet ist, als einen Komplex auf, so müssen wir sie als obermiocän erachten und dem Belvedereschotter des Wiener Beckens gleich stellen, wie dies auf F. v. Hauers Übersichtskarte geschehen ist. Allerdings erwähnte v. Tausch später, dass beim Tunnelbau im Hausruckschotter selbst ein Kieferrest von Bos primigenius gefunden worden sei, weswegen er jenen zum Quartär zu stellen geneigt war. (Ber. über geol. Beob. bei einigen Tertiärvorkommnissen im Innviertel. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, 1896, S. 304). Allein

so lange nichts näheres über diesen Fund bekannt und nicht sichergestellt ist, ob er im anstehenden oder gerutschten Schotter gemacht ist, müssen wir zögern, ihm grössere Bedeutung zuzuschreiben.

Petrographisch ist dem Hausruckschotter das Quarzgerölle ausserordentlich ähnlich, welches unfern Burghausen an der Salzach und namentlich bei Marktl am Inn im Hangenden der dortigen Brakwasserschichten auftritt und nach meinen Untersuchungen allmählich in die Mergel- und Sandmassen der oberen Süsswassermolasse des bayerischen Alpenvorlandes übergeht, daher zur Zone des Mastodon angustidens zu stellen und als mittelmiocän zu erachten ist. v. Gümbel (Die miocänen Ablagerungen im oberen Donaugebiete. Sitzber. math. phys. Cl. bayer. Akad. d. Wiss. München 1887 S. 221) identifiziert sie mit demselben, indem er annimmt, dass Hipparion gracile sehr langlebig sei und bereits in der Gesellschaft des Mastodon angustidens in der Schweiz erscheine, wofür er allerdings keinen Beleg anführt. Ein solcher findet sich auch in den Zusammenstellungen Depérets (Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. géolog. de France (3) XXI. 1893 S. 170) nicht. Solange sich diese gemutmasste Langlebigkeit nicht anderweitig erweisen lässt, müssen wir die Hausruckschotter als obermiocän von den mittelmiocänen Quarzschottern Niederbayerns trennen, was auch, wie es scheint, in den Lagerungsverhältnissen möglich ist; die Hausruckschotter liegen erheblich höher als die Quarzschotter am Inn.

Das mittelmiocäne Quarzgeröll können wir bis auf die Höhen nördlich Passau verfolgen. Es wurde von Gümbel (Geognostische Beschreibung des ostbayerischen Grenzgebirges 1868 S. 786 u. Blatt Passau der zugehörigen Karte) als Niveau des Dinotheriumsandes zum Pliocän gestellt. Es überragt, im Neuburger Walde auf über 500 m ansteigend, beträchtlich die Geröllmassen, welche die Hochflächen nächst Passau in 400 m Meereshöhe, 100—120 m über der Donau bedecken, und welche von Gümbel als Quartärschotter kartiert worden sind. Auch sie sind reine Quarzschotter, die in Verbindung mit Sanden und feuerfesten Thonen auftreten und dem Hausruckschotter recht ähnlich sind. Sie liegen weit höher als die Rudimente der Quartärschotter im Donauthale, sind daher älter als diese und jünger als die Mittelmiocänschotter. Man könnte sie daher mit den Hausruckschottern parallelisieren, jedoch ist auch möglich, dass sie zum Pliocän gehören. Gehen wir an der Donau abwärts, so treffen wir auf der Höhe des Hochstrassberges bei Pechlarn (320 m) und des Wachberges bei Melk (286 m) wieder Quarzschotter, im letzteren Falle mit spärlich beigemischten Kalken und lose verfestigt, ebenso auf dem Kremsfelde zwischen 290 und 320 m Höhe. Möglicherweise ordnen sich diese Vorkommnisse in ein Niveau. Es ist eine Aufgabe der Zukunft, diese verschiedenen Quarzgerölle, die gemeinhin unter dem Namen Belvedereschotter zusammengefasst worden sind, genauer zu horizontieren und zu verfolgen. Man wird dabei nicht bloss die Entwickelungsgeschichte des Alpenvorlandes, sondern namentlich auch die Thalgeschichte der benachbarten Alpen aufhellen können. Hier kann nur hervorgehoben werden, dass sie insgesamt älter sind als die fluvioglacialen Geröllbildungen quartären Alters, mit denen wir uns beschäftigen, und von denen die der Traun-Ennsplatte seit 1890 mehrfach als quartäre bezeichnet worden sind. So von E. v. Mojsisovics (Verh. k. k. geol. Reichsanstalt, 1892 S. 4), auf der internationalen geologischen Karte von Europa (Blatt 31), von Hans Commenda (Materialien zur Geognosie Oberösterreichs. Sonderabd. aus dem 58. Ber. d. Museum Francisco Carolinum. Linz 1900 S. 186 und von E. Hager (Die geogr. Verhältnisse d. österr. Alpenvorlandes. IV. Jahresbericht d. Collegium Petrinum Urfahr 1891).

Die jüngeren Schotterablagerungen der Traun-Ennsplatte beschränken sich auf die grossen Thäler, welche unser Gebiet von den Alpen aus quer durchsetzen. In erster Linie kommen hier das der Traun und das der Enns in Betracht, deren Schotterterrassen schon mehrfach erwähnt worden sind. Sie zeigen, wie schon dargethan, in grossen Zügen dieselbe Anordnung, wie wir sie in der Iller-Lech- und auch der Inn-Salzachplatte kennen gelernt haben, aber im einzelnen ergeben sich namentlich am Zusammenfluss von Ager und Traun, von Steyr und Enns Komplikationen, welche die Gliederung der Schotter gerade an den Stellen, wo sie am beträchtlichsten entwickelt sind, erschweren. Sie bestehen im wesentlichen hier darin, dass, wie wir schon mehrfach gesehen, die Niederterrassenschotter in und über das Niveau der Hochterrassenschotter ansteigen, weswegen die Trennung beider namentlich dort, wo ihr Material verkittet ist, auf Schwierigkeiten stösst. Wir müssen daher bei unserer Betrachtung ins einzelne gehen.

Terrassenschotter an der Traun.

Um Wels (vergl. unsern Aufriss 6 und östr.-ung. Spezialkarte 13 X Wels) wird d 4 bis 5 km breite Thal der Traun in seiner ganzen Breite durch ein wenig fruchtba Feld eingenommen, dessen bezeichnender Namen Welser Heide mutmassen lässt, dass h eine Niederterrasse vorliegt. Ihre Zusammensetzung aus losem Geröll wird durch zahlreic Kiesgruben in der Nähe der Stadt blossgelegt. Ihre Mächtigkeit wurde gelegentlich der v schiedenen Bohrungen auf Naturgas im Stadtgebiete zu durchschnittlich 20 m gefunden, w wir 1892 selbst erfrugen [1]). Nach Norden nimmt die Mächtigkeit des Schotters ab, u neben der Welser Heide hebt sich die Lehmfläche von Hörsching hervor, einer Hoc terrasse entsprechend, die bis gegen Linz hin zu verfolgen ist. Südwärts tritt sie u erst wieder in der Gegend von Lambach entgegen, wo sie sich links der Ager n wenig über das Niveau der Niederterrasse an der Vereinigung von Ager und Tra erhebt. Unter mächtigem Lösslehm ist hier oberhalb des Marktes lose verfestigte Nag fluh entblösst, unter welcher an der Ager Schlier ausstreicht. Dann erscheint sie langgedehnten Riedel zwischen Ager und Traun wieder, dessen lehmbedeckte Oberfläc sich scharf von den beiderseitigen, weniger fruchtbaren Niederterrassen abhebt. I längs der Traun steigen rascher an, als die an der Ager. 9 km oberhalb des Zusamme flusses beider haben sie an der ersteren bereits über 410 m, an der letzteren noch nic ganz 400 m Höhe. Ausgedehnte Forste, das Mitterberger und Lange Holz begleit sie an der Traun. Die Steilufer beider Flüsse legen den Aufbau beider Terrassen blo Die Hochterrasse ist namentlich durch die Steilufer der Ager gegenüber dem Bahnhc Attnang zwischen Wankham und Deutenham erschlossen. Hier reicht grobes, unten n lose verkittetes, aus Flysch, Kalkstein und wenig Urgebirgsarten bestehendes Gerölle, da und wann Rollsteine diluvialer Nagelfluh enthaltend, in fast 40 m Mächtigkeit bis zum Flu spiegel herab. Es ist in seinen oberen Partieen von tiefen geologischen Orgeln durchse und wird von Lehm bedeckt. Im Engthale der Traun hat man es oben in der Regel m jenem losen Schotter zu thun, der im Mitterberger Holze herrscht, darunter folgt g wöhnlich ohne deutlich wahrnehmbare Grenze lockere Nagelfluh derselben Art, wie wir an der Hochterrasse kennen lernten; über eine festere Bank derselben stürzt die Tra den malerischen Traunfall bildend, herab und schneidet unter demselben auf eine Strec von einigen hundert Metern Schlier an [2]); sonst legt sie bis Lambach das Liegende sie überragenden Schotterwände nicht bloss. An einer Stelle, etwa 3 km oberhalb Agermündung, sind am rechten Traunufer Schotter und Nagelfluh durch eine Zwisch lage getrennt. Wir sehen hier von oben nach unten:

15 m groben, weissen Schotter, stellenweise zu Nagelfluh verkittet,

0,5 m gelben Lehm mit Steinen und Schalenresten von Succinea,

15—20 m graugelbe, ziemlich feste Nagelfluh mit riesigen Schollen diluvia Nagelfluh, an der Grenze gegen das Hangende etwas verwittert.

Traunspiegel etwa 350 m hoch.

---

1) Vergl. auch G. A. Koch. Die im Schlier der Stadt Wels erbohrten Gasquellen. V k. k. geol. Reichsanstalt 1892 S. 183. Neue Tiefbohrungen auf brennbare Gase im Schlier von W Ebenda 1893 S. 101. Die Naturgase der Erde und die Tiefbohrungen im Schlier von Oberös reich. Monatsbl. d. wiss. Club. Wien 1893 S. 101.

2) Nach G. A. Koch wird am Traunfalle der Schlier von jungtertiären und diluvia Konglomeraten überlagert. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1892 S. 184. Wir sahen nur quart Nagelfluh.

Wir haben es hier mit einem ganz ähnlichen Profile zu thun, wie wir sie an der Isar oberhalb München und an der Salzach bei Burghausen angetroffen haben; wir dürfen darnach annehmen, dass an der Traun oberhalb Lambach der Hochterrassenschotter unter dem Niederterrassenschotter durchstreicht; ob es seine Nagelfluh ist, an die sich der Traunfall knüpft, konnten wir nicht mit Sicherheit entscheiden, da wir dort keine scharfe Grenze zwischen dem hangenden, losen Gerölle und der liegenden Nagelfluh fanden. Letztere enthält an ihrer Basis grosse Schollen löcheriger Nagelfluh, die ebenso aus einer zerstörten Hochterrasse wie aus der benachbarten jüngeren Decke hergeleitet werden können. Unfern Gmunden (Spezialkarte 13 IX Ried, 14 IX Gmunden) lehnt sich die Hochterrasse, die stellenweise auffällig viele Gerölle krystallinischer Gesteine enthält, in breiter Fläche an den Alt-Endmoränenwall von Ohlsdorf und Gschwandt, während die Niederterrasse an den jungen der Stadt Gmunden stösst.

An der Ager, wo die Niederterrasse weniger rasch ansteigt als an der Traun, lagert sich ihr Schotter, wie es scheint, nirgends auf den der Hochterrasse; wir sehen ihn unweit Vöcklabruck unmittelbar auf dem Neogen. Er begleitet den Fluss aufwärts fast bis zum Attersee; hier stösst er an die Jung-Endmoräne von Schörfling, die den See umspannt. Ein Ast der Hochterrasse schneidet das Agerknie bei Vöcklabruck ab und zieht sich mit sehr mächtigen Schottern von Wankham an der dürren Aurach aufwärts, um dann unter dem Bogen älterer Endmoränen des Attersees bei Reibersdorf unterzutauchen. Ein weiterer Ast findet sich an der Ager oberhalb Vöcklabruck; er ver-

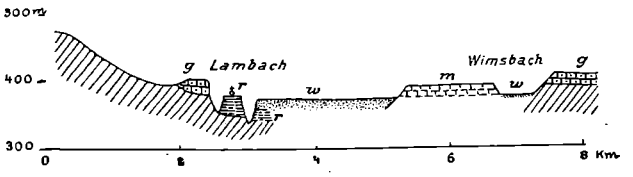


Fig. 12. Querprofil durch das Traunthal bei Lambach.
g älterer, *m* jüngerer Deckenschotter. *r* Hochterrassenschotter. *w* Niederterrassenschotter. Miocän schraffiert.

knüpft sich hier mit den Altmoränen des Attersees nördlich von Seewalchen und Schörfling. Allenthalben reicht hier der Hochterrassenschotter bis in die heutigen Thalsohlen herab, während ein kleines Vorkommen links der Ager am Bahnhofe Attnang auf einem Schliersockel aufruht.

Deckenschotter an der Traun.

Hoch über der Welser Heide bricht bei Wels die Schotterdecke ab, welche die Hochfläche der Traun-Ennsplatte bildet. Oestlich Wels trafen wir ihre Sohle am Wege nach Schleissheim in 350 m Höhe, südlich der Stadt in der Richtung auf Kremsmünster höher. Ihre Mächtigkeit beläuft sich daher samt dem hangenden Lehm auf etwa 30 m[1]). Bis gegenüber Gunskirchen tritt sie in Traunleithen hart an den Fluss heran, der ihren Sockel unterwäscht. Weiter oberhalb schaltet sich zwischen sie und die Traun eine hochgelegene Terrasse ein, der wir zuerst bei Fischlham und dann namentlich beiderseits der Mündung der Alm begegnen. Nördlich Wimsbach (vergl. Fig. 12)

1) G. A. Koch gab 1893 als Mächtigkeit der tertiären und diluvialen Schotterdecke am Reinberge 60 m an. Vergl. die Naturgase. A. a. O. Früher erwähnte er nur diluviale Schottermassen im Hangenden des Schlier zwischen Wels und Schleissheim. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1892 S. 184.

überragt sie die hohe Niederterrasse der Traun um 20 m; zahlreiche Gruben beuten hier eine relativ feste Kalknagelfluh aus. Ihre Sohle ist nicht erschlossen; ihre Oberfläche erhebt sich auf über 390 m, also um mindestens 15 m höher als die gegenüberliegende Hochterrasse von Lambach. Dieser Höhenunterschied hält thalaufwärts eine Strecke weit an; noch bei Pollensdorf ist unser Schotterfeld sichtlich höher als der gegenüberbefindliche Hochterrassenriedel zwischen Ager und Traun. Anderseits liegt es tiefer als die Schotterdecke der Platte, die südlich von ihm bei Wimsbach sich über 20 m höher erhebt, und deren durch Quellen angedeutete Sohle sich genau in seinem Niveau befindet. Wir treffen sohin bei Lambach zwischen der Plattenfläche und der Hochterrasse noch eine weitere Terrasse, die wir nach der Analogie der Vorkommnisse auf der Iller-Lechplatte als jüngeren Deckenschotter dem älteren der Hochfläche gegenüberstellen. Darnach haben wir es mit vier verschiedenen Schottern zu thun, die ähnlich wie in Schwaben gelagert sind. Jedoch hat zwischen ihnen keine so namhafte Erosion stattgefunden, weswegen hier nicht das Feld jedes jüngeren Schotters unter die Sohle des nächst älteren zu liegen kommt. Es reicht der jüngere Deckenschotter gerade bis an die Basis des älteren; Hoch- und Niederterrassenschotter erheben sich über die Sohle der jüngeren Decke, ja der Niederterrassenschotter erfüllt längs der Traun ein Thal, das den Hochterrassenschotter nicht durchschneidet. Dazu ge-

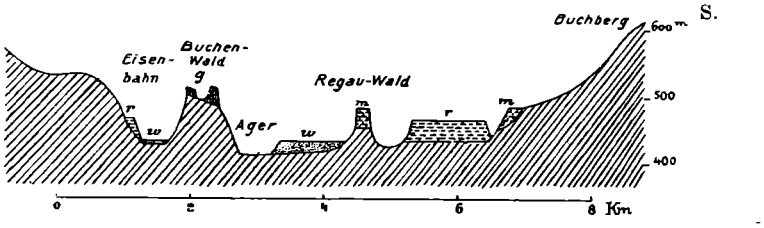


Fig. 13. Querprofil durch das Agerthal oberhalb Attnang.
g älterer, *m* jüngerer Deckenschotter, *r* Hochterrassen- *w* Niederterrassenschotter.
Grundgestein schraffiert.

sellen sich am Zusammenfluss von Ager und Traun mehrere Terrassen unter der Niederterrasse, welche einzelnen Teilfeldern entsprechen.

Immerhin tritt die Abstufung der Schotter in einem Querprofile zwischen Lambach und Wimsbach klar entgegen. (Vgl. Abbildung 12.) Links der Traun treffen wir auf dem Kapellenberge nördlich Lambach auf einen kleinen Rest von älterem, zu Nagelfluh verkitteten Deckenschotter, der in 385 m Höhe auf Miocänsand auflagert. Er entspricht in seiner Höhenlage genau dem Vorkommen südlich Wimsbach; tief unter ihm, getrennt durch einen Bacheinschnitt, dem die Eisenbahn folgt, liegt der im Markte Lambach endende Hochterrassenriedel nur wenig höher die Niederterrasse des rechten Traunufers. Wie diese sich deutlich gegen die jüngere Decke von Wimsbach absetzt, ist schon erwähnt.

Terrassen an der Ager.

Im Agerthale oberhalb Attnang (vgl. Abbildung 13) sind alle vier Schotter wieder deutlich voneinander abgesetzt. Am Steilabfalle des Buchenwaldes (509 m) östlich Vöcklabruck (Aufriss 6 Tafel I, Spez.-Karte 13 IX Ried) gegen die Ager sehen wir oben 1 m Lehm, darunter 10 m grobes, vorzugsweise aus Quarzen bestehendes Gerölle, dann 10 m Nagelfluh mit Rollsteinen von Alpenkalk, die auch da und dort im Walde ausstreicht.

Ihre Sohle liegt etwa 480 m hoch, darunter folgt zunächst sandiger, dann thoniger Schlier. Am gegenüberliegenden Agerufer erhebt sich jenseits des Niederterrassenfeldes der Regauwald bis wenig über 480 m. Er besteht aus Kalknagelfluh, die südlich Unter-Regau in 450 m Höhe auf Schlier aufruht. Dieselbe liegt also etwa 30 m tiefer als das Gerölle im Buchenwalde und um 20 m höher als jenes Hochterrassenstück, das wir von Wankham bereits direkt zum Attersee verfolgt haben; seine Nagelfluh erhebt sich in unserm Profile nicht wesentlich über 460 m Höhe und wird von der dürren Aurach in 435 m Höhe noch nicht durchschnitten. Weiter südlich finden wir zwischen der Aurach und Dürren Aurach in gleicher Höhe wie im Regauwalde Nagelfluh, unter welcher an der Aurach oberhalb Wankham Schlier ausstreicht. Wir haben also auch bei Attnang über der Hochterrasse zwei verschieden hoch gelegene Schotter, die wir als älteren und jüngeren Deckenschotter erachten, deren Lagerung aber hier nicht mehr eine deckenförmige ist. Sie liegen in einem Thale zwischen Alpen und Hausruck. Der jüngere Deckenschotter des Regauwaldes lässt sich hier zusammenhängend bis Ober-Egg verfolgen, wo ihm die äussersten Moränen des Attergletschers aufruhen. Der ältere Deckenschotter des Buchenwaldes ist ein isoliertes Vorkommen; er liegt rund 100 m höher als der etwas erodierte Deckenschotter zu Lambach. Bis dahin hat er ein Gefälle von 5—6 $^0/_{00}$, während er weiter abwärts nur ein solches von 2—3 $^0/_{00}$ besitzt. Wir haben also auch auf der Traunplatte oberhalb ein merklich steileres Gefälle des älteren Deckenschotters als unterhalb. Der jüngere hat bis Lambach dasselbe Gefälle wie der ältere; weiter thalabwärts konnten wir ihn noch nicht verfolgen.

Westlich vom Thale der Ager finden sich im Gebiete der Vöckla, grösstenteils unter Moränenbedeckung, noch zahlreiche Vorkommnisse älterer, meist zu Nagelfluh verkitteter Schotter, die aus Gesteinen der Kalkalpen mit reichlicher Beimischung solcher aus der Flyschzone bestehen; daneben enthalten sie gewöhnlich auch Gerölle krystallinischer Gesteine. So streicht z. B. beiderseits der Vöckla bis 20 m über dem Flusse zwischen Frankenmarkt und Vöcklamarkt ziemlich feste Nagelfluh aus, welche dicht bei Frankenmarkt von geologischen Orgeln durchsetzt ist; bei Kritzing und am Nordabfalle des Mösenberges wird sie von den hangenden Moränen scharf abgeschnitten. Ihre Niveauverhältnisse entsprechen dem Hochterrassenschotter. Viel höher findet sich unweit Raspoldsedt grobkörnige undeutlich geschichtete Nagelfluh, die vorzugsweise aus Flyschgeröllen besteht. Sie steigt, von tiefen, geologischen Orgeln durchsetzt, nahezu bis 600 m an; dies würde dem Niveau der jüngeren Decke entsprechen. Es konnten diese Vorkommnisse, deren bereits 1852 Lipold (Über die tertiären und quartären Gebirgsbildungen der im Sommer 1852 aufgenommenen Landesteile von Ober-Österreich und Salzburg. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, III 1852. Heft 4. S. 147) gedenkt und die er zum jüngeren Tertiär stellt, noch nicht näher verfolgt werden; sie reichen bis ins Gebiet des Salzachgletschers bei Strasswalchen und haben hier etwas weitere Verbreitung, als Brückner auf seiner geologischen Karte des Salzachgletschers angiebt.

Terrassen an der Krems.

Von den zahlreichen Seitenthälern, welche der Traun im Gebiete der Platte von Osten her tributär werden, bergen die beiden, welche von den Alpen her kommen, nämlich das der Alm und das der Krems Schotterterrassen. In das Almthal dringt von Lambach her die hohe Niederterrasse der Traun hinein; auf ihr liegen Vorchdorf und der Theurwanger Forst. In dem Riedel zwischen Alm und Lambach liegt ferner Kalknagelfluh nicht unwesentlich tiefer als auf den westlich und östlich angrenzenden Höhen. Ob hier Hochterrassen- oder jüngerer Deckenschotter vorliegt, bleibt noch zu entscheiden.

Ins Kremsthal ziehen von der Traun her keine Terrassen hinein. Aber bereits bei Neuhofen stellt sich eine solche 10 m über seiner Sohle ein (vergl. Aufriss 7, Taf. I); man trifft sie dann zwischen Kematen und Achleithen bereits in 30 m Höhe über Thal wieder an. Sie wird aufgebaut aus grobem Gerölle von Kalk, Flysch, rotem Sandstein und seltenem Zentralgestein; das Material ist oberflächlich sackförmig verwittert; am Fusse der Terrasse treten Quellen auf, weswegen seine Sohle hier zu mutmassen ist. Man begegnet den Schotter dann weiter zwischen Unter- und Ober-Rohr; er zieht sich von hier ins Sulzbachthal bis Bad Hall hin, wo auch Wolf bereits Diluvialterrassen bemerkte. Im Kremsthale sehen wir ihn dann wieder unter dem Stifte Kremsmünster und am Kalvarienberge, wo er die Krems um 40—50 m überragt. Weiter thalaufwärts hört er auf, und bei Wartberg treten Moränen bis an die Thalsohle heran. Sie gehören zu den äusseren und lassen ihre Anordnung in einzelne Wälle noch verhältnismässig deutlich erkennen. Lehmbedeckung charakterisiert unsere Terrasse als Hochterrasse.

Bei Kremsmünster wird sie von ausgedehnten Ausstrichen fester Nagelfluh überragt, welche in zwei Abteilungen zerfällt. Unten treffen wir in den Steinbrüchen westlich und östlich vom Stifte, z. B. bei Kirchberg, 5 m feste Kalknagelfluh; an ihrer Sohle kommen die zahlreichen Quellen hervor, welche das etwas tiefer auf der Terrasse gelegene Stift mit Wasser versorgen. Durch ein etwa 1 dm mächtiges Lager gelben Lehmes geschieden, lagern darüber 7 m graue, vornehmlich aus Flyschgeröllen bestehende Nagelfluh, in welcher bei Kirchberg ein Band grauen Lehmes mit eingebetteten Geschieben von moränenähnlichem Aussehen vorkommt. Tiefe geologische Orgeln durchsetzen die graue Nagelfluh und reichen bis in die weisse hinein. In Klüften und Höhlen der letzteren wurden zahlreiche Knochen von Ursus spelaeus gefunden[1]). Wir haben also ganz ähnlich wie im Isarthale oberhalb München zwei petrographisch verschiedene, durch ein Lehmlager voneinander getrennte Geröllablagerungen vor uns. Ob sie aber hier ebenso wie dort verschieden alt sind, erscheint uns nicht sicher; denn wir konnten keine scharfe Grenze zwischen ihnen wahrnehmen. Wir trennen sie daher hier nur provisorisch. Jedenfalls sind beide älter als die in sie eingesenkte Schotterterrasse von Neuhofen-Kremsmünster. Mehrere Kilometer südlich vom Südende der letzteren hebt sich im Thalboden der Krems bei Micheldorf ein neues tieferes Schotterfeld vom Gepräge der Niederterrasse hervor; in ihrem Gerölle wurde in eingeschwemmtem Lehme Succinea oblonga gefunden. Wir haben es darnach im Kremsthale mit folgenden Schotterablagerungen zu thun:

w. Die Niederterrasse von Micheldorf.

r. Die Hochterrasse von Kremsmünster-Neuhofen, an den Moränen von Wartberg beginnend.

m. Die obere Nagelfluh von Kremsmünster, aus Flyschen bestehend, zu den Moränen nördlich Kremsmünster gehörend.

?*g*. Die untere Nagelfluh von Kremsmünster, vorwiegend aus Kalken bestehend.

Es sind vier Schichtglieder wie im Traunthale. Die Hoch- und Niederterrassenschotter können wir sofort miteinander parallelisieren; sie sind allerdings anders ge-

1) Vergl. Ehrlich, Über die nordöstlichen Alpen. Linz 1850 S. 911. Fellöckers Funde vom Ursus spelaeus in Kremsmünster. Jahresb. Mus. Franc. Carolinum Linz XXIV 1864. v. Hochstetter, Die Lettenmaierhöhle bei Kremsmünster. Sitzb. K. Ak. d. Wiss. Wien math. nat. Bl. LXXXV I. S. 84—90.

lagert: die Niederterrasse hebt sich erst am Alpenfusse an der Thalsohle hervor, die Hochterrasse steigt viel rascher an als im Traunthale und bricht 10 km vor den Alpen ab. Diese Verschiedenheiten der Lagerung sind im wesentlichen dadurch bedingt, dass sich im Kremsgebiete die älteren Moränen viel weiter von den Alpen entfernen als an der Traun und Ager. Was das Alter der Nagelfluh von Kremsmünster betrifft, so wäre die Antwort leicht, wenn ihre beiden Abteilungen verschiedenen Serien angehörten: wir hätten die obere als jüngeren, die untere als älteren Deckenschotter anzusehen, so wie es in Aufriss 7 angedeutet ist. Falls aber in beiden Abteilungen nur Faciesentwickelungen desselben Schichtgliedes vorliegen, so könnten wir die Nagelfluh entweder dem älteren oder dem jüngeren Deckenschotter zuweisen. Für ersteres würde ihre Lage auf der Höhe der Platte sprechen, bestimmter aber weist ihre Verknüpfung mit Moränen an der Peripherie des Gletschergebietes auf letzteres. Ob wir die Nagelfluh von Kremsmünster als einheitlichen oder als zusammengesetzten Schichtkörper betrachten, unter jeder Annahme müssen wir folgern, dass an der Krems der jüngere Deckenschotter die Höhe der Platte erreicht.

In welcher Weise dies geschieht, ist noch festzustellen. Mutmasslich steigt sie längs breiter Thalungen an. Eine solche Thalung scheint bei Fiselhaus oberhalb Lambach zu münden. Möglicherweise zieht sich auch die jüngere Decke längs des Sipbaches nordwärts, an dessen Gehänge bei Allhaming Flyschgerölle ausstreicht.

VII. Die Traun-Ennsplatte. Fortsetzung.

Terrassen im Ennsthale. Profil am Heuberg. Profile bei Christkindl. Fauna des Deckenschotters. Nächste Umgebung von Steyr. Profil südlich Garsten. Verhältnis der Nieder- und Hochterrassenschotter. Gefälle der Schotter an der Enns. Schotter an der Donau zwischen Linz und Wallsee. Ausläufer zur Ybbs. Schotter an der Donau zwischen Pöchlarn und Melk.

Terrassen im Ennsthale.

Sehr bedeutend ist die Entwicklung der Terrassen im Ennsthale (Spez.-Karte 13 XI Enns u. Steyr.). An seiner Mündung können wir deren zwei unterscheiden. Links des Flusses eine tiefere, die im Wagramer Felde gegen das Grossfeld der Donau abbricht, und auf deren vielfach steinigem Boden sich weiter thalaufwärts der Herzograder Wald ausdehnt. Es ist eine typische Niederterrasse, die zur Enns in zahlreichen kleinen Terrassenrändern abfällt. Rechts des Flusses zieht sich eine 20 m höhere, lehmbedeckte Terrasse entlang, auf deren Nordende die Stadt Enns steht. Sie wurde bereits von Ehrlich[1]) erwähnt; sie gleicht unsern Hochterrassen. Westlich von ihr erstreckt sich die Hochfläche der Platte, die sich im Rabenberge, 333 m, fast 50 m über sie erhebt. Aber weiter südlich treffen wir neben ihr nur geringere relative Höhen; der Rosenberg, gleichfalls 333 m hoch, überragt sie nur um 30 m. Ein ausgedehnter Lössmantel überkleidet diese Höhen und lässt den liegenden Schotter nur an den steileren nach Westen gekehrten Gehängen zu Tage treten, während er die sanften gegen Osten gerichteten Abböschungen gänzlich verhüllt; er entzieht daher die über der Hochterrasse zu mutmassenden Schotterausbisse der Beobachtung. Erst am Südende unserer Hochterrasse erhalten wir einen klaren Einblick in ihre westliche Begrenzung (vgl. Fig. 17 S. 91).

Profil am Heuberg.

Die Hochterrasse bricht bei Assang gegen die Niederterrassenfläche von Dietachdorf ab. An ihrem Abfalle sehen wir zwischen 310 und 320 m Höhe in den Gruben

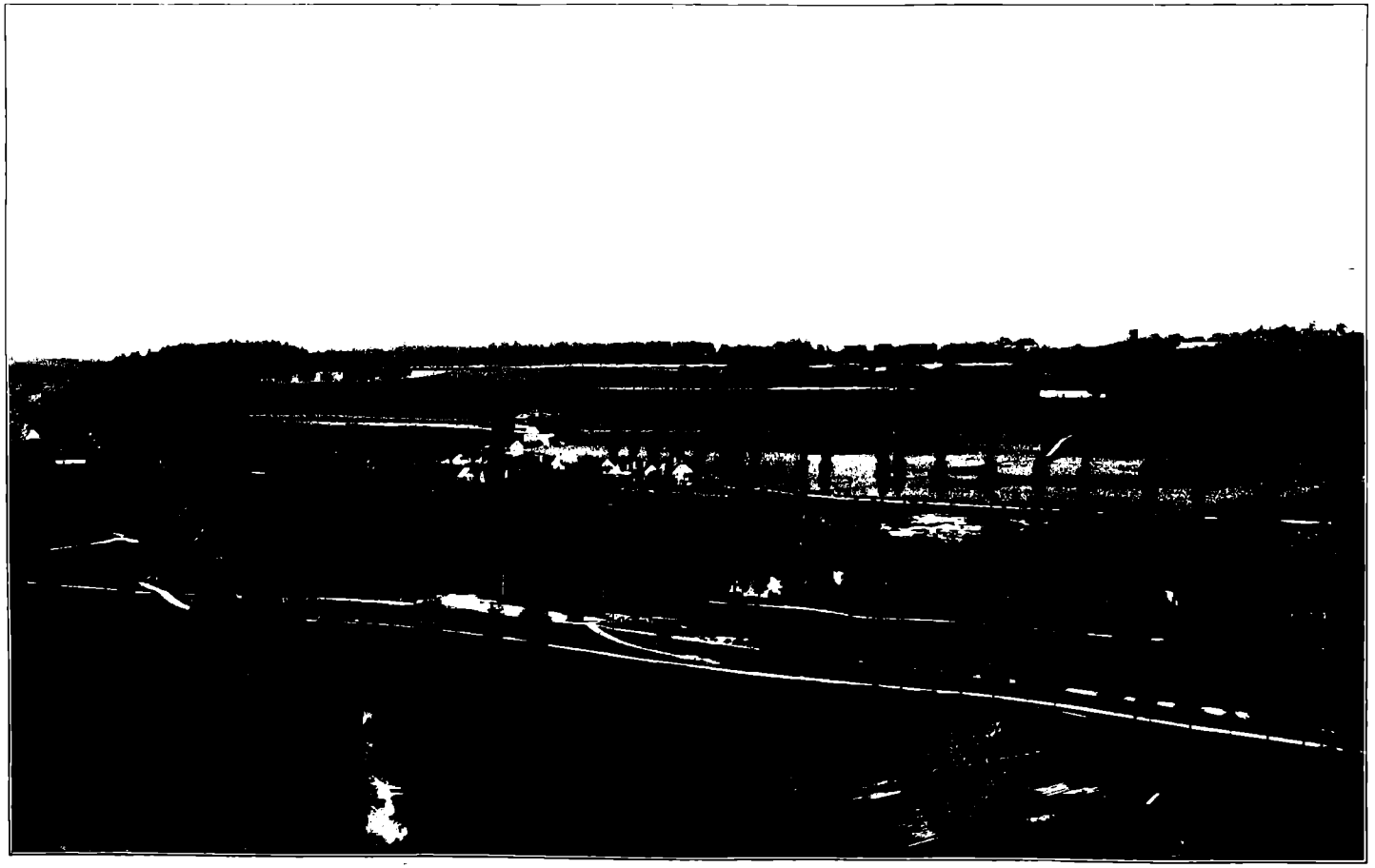
1) Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt I. 1850 S. 628. Geognostische Wanderungen S. 77.

von Assang loses Gerölle und Nagelfluh dicht nebeneinander, aber es findet sich keine scharfe Grenze zwischen beiden; nirgends ist die Nagelfluh unter dem Schotter abgewaschen, welch letzterer reich an Blöcken ist. Daneben erhebt sich eine Stufe beim Heuberghofe auf 355 m. An seinem Ost- und Südabfalle streicht unter einer mächtigen Lössdecke und über Schlier Kalknagelfluh zwischen 325 und 345 m Höhe aus, also höher als das Feld der Hochterrasse von Enns; im Westen wird er aber noch beträchtlich überragt von der Hochfläche der Platte, die sich als Heuberg auf über 370 m Höhe erhebt. Unter sehr mächtiger Lösslehmbedeckung streicht in 350—360 m Höhe an seinem Südabfalle unfern Dietach ein an Quarz- und Urgebirgsgeröllen reicher Kalkschotter aus, der nur stellenweise in seinen obersten Partien zu Nagelfluh verkittet ist. Mehrere solcher verkitteter Partien sind mit dem Gerölle am Gehänge ein wenig gerutscht und erwecken bei flüchtiger Betrachtung den Eindruck, als ob hier Nagelfluhfragmente im Schotter lägen. Wir haben also neben der Hochterrasse von Enns noch zwei höhere, petrographisch verschiedene Schotter. Beide sind durch einen Schlierausstrich voneinander getrennt, über welchen die Strasse nach Steyr zum Niederterrassenfelde bei Dietachsdorf herabführt. Der obere hat die Lage des älteren Deckenschotters an der Traun, und wir konnten ihn bis dahin längs der Linie Neukirchen-Neuhofen-Wels in zahlreichen Ausbissen in den Thälern der Platte verfolgen. Der tiefere muss als jüngerer Deckenschotter gelten; wir fanden seinen Ausbiss am Ostabfalle des Rosenberges wieder. An der Kothmühle östlich Hofkirchen finden sich in ihm in Lehmnestern Schalen von Landschnecken (siehe S. 92).

Profile bei Christkindl.

Südlich von Heuberg liegt die reich terrassierte Umgebung der Stadt Steyr. Bereits Ehrlich unterschied zwei Terrassen. Vom Wallfahrtsorte Christkindl, 2 km westlich der Stadt, können wir deren vier überblicken. Wir stehen auf dem rechten Ufer der Steyr, die bei Steyr in die Enns mündet, 70 m über dem Flusse, wie sich zeigen wird auf der jüngeren Decke. Uns gegenüber erstreckt sich ein mehrfach abgestuftes Gelände, dessen westlicher Teil von unserem Vollbilde wiedergegeben wird. Wir blicken zunächst auf ein weites Feld (*w*), über das die mit Pappeln bepflanzte Strasse von Steyr nach Sierning führt. Es bricht mit einem etwa 15 m hohen Steilrande gegen die Steyr ab. Flussabwärts liegen auf ihm die Arbeiterwohnungen von Steyrdorf. Mehr als 20 m höher liegt die Fläche einer zweiten Terrasse (*r*), auf welcher einer der charakteristischen Bauernhöfe Oberösterreichs, ein sogenannter Vierkant steht, an den sich gegen Westen hin (links) zahlreiche Obstbäume anschliessen. Unmittelbar hinter diesem oberen Hofe von Damm erhebt sich ein dritter Terrassenrand (*m*), der sich südwärts durch ein Wäldchen hindurch zu einem Nagelfluhfelsen beim Augütl dicht am linken Rande unseres Bildes zieht. Nach Osten hört unser Rand unfern Damm auf, beginnt aber dann über Steyrdorf von neuem und bildet hier den Dachsberg nördlich dieses Vorortes von Steyr, er tritt unmittelbar an die tiefste (*w*) Terrasse heran, die zweite (*r*) setzt hier aus. Über ihm zeigt unser Bild noch eine vierte Kante (*g*), nämlich die der Plattenhochfläche. Sie begrenzt den Horizont. Aus ihr erhebt sich östlich von unserem Bilde der Hügel von Ezengarn fast 20 m über die Plattenfläche; er stellt eine Aufragung von sandigem Miocän dar, die rings umgeben ist von Quartärschottern.

Der Weg am linken Ufer der Steyr entlang gewährt uns einen Einblick in den Aufbau unserer vier Abstufungen (vgl. Fig. 15 links). Die untere Terrasse (*w*) ist oberhalb Aichet bis zu der nach Schloss Rosenegg führenden Brücke in ausgedehntem Masse durch die Steyr angeschnitten; sie fällt nach ihr mit steilen Wänden einer Kalknagel-



Die vier Schotterfelder bei Steyr gesehen von Christkindl.
(Nach Photographien des geographischen Institutes der Universität Wien.)
g Ältere Decke. *m* Jüngere Decke. *r* Hochterrasse. *w* Niederterrasse.

fluh ab. Ihre Oberfläche ist kiesig und entbehrt der Lehmbedeckung. Oberhalb genannter Brücke tritt die höhere Terrasse (*r*) dicht an die Steyr. Auch sie wird von Kalknagelfluh zusammengesetzt, welche im Gebüsche in mächtigen Bänken ausstreicht. Eine grosse Grube beutet eine wenig verkittete Partie aus. Der grobe Kalkschotter reicht bis zum Strassenniveau herab, das nur 5 m über der Steyr liegt, also bis etwa 300 m; er ist in über 20 m Mächtigkeit unter der höheren Nagelfluh, sichtlich als deren Liegendes, blossgelegt. Wenig weiter oberhalb tritt die nächsthöhere Terrasse (*m*) in dem Vorsprung beim Augütl nahe an die Steyr, den wir bereits von Christkindl sahen. Sie bricht in höhligen, kahlen Wänden ab, unter denen in etwa 315 m an mehreren Stellen Quellen zu Tage treten, den Ausbiss einer undurchlässigen Unterlage, Schlier, anzeigend. Ein Steinbruch beutet diese Nagelfluh an der Westseite des Vorsprunges aus; sie besteht lediglich aus fest verbackenem Kalkgeröll. Die obersten Partien sind ziemlich stark verwittert; über dem rostbraunen Verwitterungsmateriale

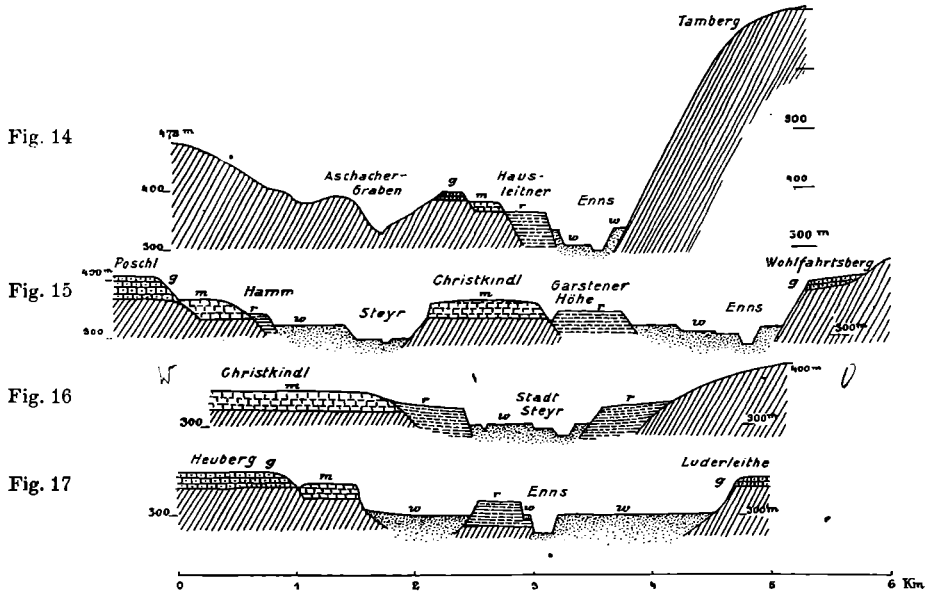


Fig. 14—17. Querprofile durch das Ennsthal und das Steyrthal bei der Stadt Steyr.
Fig. 14. Oberhalb Steyr. Fig. 15. Vom Poschlhofe über das Steyr- und Ennsthal zum Wohlfahrtsberge oberhalb Steyr. Fig. 16. An der rechten Flanke des Steyrthales entlang quer über das Ennsthal in der Stadt Steyr. Fig. 17. Zwischen Heuberg und Luderleithe quer über das Ennsthal unterhalb Steyr.
g älterer *m* jüngerer Deckenschotter, *r* Hochterrassenschotter, *w* Niederterrassenschotter. Grundgestein schräg schraffiert.

liegt graugelber Löss mit Konchylien. Folgen wir dem Gehänge weiter aufwärts, so erreichen wir den Abfall der Hochfläche (*g*). In einer kleinen Kiesgrube unter dem Poschlhofe streicht in etwa 360 m Höhe ein an Urgebirgsgeröllen reicher loser Schotter aus, höher beutet eine Ziegelei gelben Lehm aus; wenig tiefer liegt Miocän. Wir haben also hier einen Neogenausstrich in der Höhe der Terrasse (*m*), genau so wie beim Heuberge. Mit den Geländeabstufungen *g*, *m* und *r* sind also auch solche

des Untergrundes der Schotter verbunden. Liegt unter der Terrasse *r* das Tertiär noch etwa im Niveau der Steyr, so hebt es sich unter Terrasse *m* mindestens 20 m, unter der Hochfläche *g* 60 m empor. Zu diesen Verschiedenheiten gesellen sich solche des Materiales. Der höchste Schotter (*g*) zeichnet sich durch reichliche Führung von Urgebirgsgeröllen vor allen tieferen aus, der von Terrasse *m* ist fester verkittet als der von *r*. Der Mangel von Lehmbedeckung endlich unterscheidet den Schotter der tiefsten Terrasse (*w*) von allen höheren. Wir haben sonach vier verschiedene Schotterformationen zu unterscheiden und parallelisieren den der Hochfläche *g* mit dem älteren, den der obersten Terrasse des Dachsberges *m* mit dem jüngeren Deckenschotter, den der Terrasse von Damm *r* mit dem Hochterrassen- und den der tiefsten Terrasse *w* mit dem Niederterrassenschotter. Letzterer stellt sich unter den Nagelfluhwänden beim Augütl wieder ein. An dieser Stelle enthält er zahlreiche grosse Blöcke von diluvialer Nagelfluh, die mit der des jüngeren Deckenschotters übereinstimmt. Sie weisen darauf, dass hier zur Zeit der Ablagerung der Niederterrasse ein Steilufer von Nagelfluh vorhanden war, das man im Abfalle des dahinter gelegenen Felsvorsprunges noch deutlich erkennen kann. Unser Bild giebt dieses Vorkommen, das geradezu typisch für die Gegend von Steyr ist, wieder. Die mitabgebildete Persönlichkeit weist auf die grösste Nagelfluhscholle hin, die oberflächlich abgewaschen ist.

Fauna des Deckenschotters.

Verfolgen wir nun die unterschiedenen Glieder weiter. Der ältere Deckenschotter der Hochfläche streicht weiter oberhalb am linken Steyrgehänge bis gegen Sierning hin aus. 15 km oberhalb der Stelle, wo wir ihm beim Poschl zuerst begegneten, wird er in einigen Gruben unweit Pachschallern als feste Nagelfluh gewonnen. Er birgt hier nicht selten lehmige Nester. In solchen wurden Schneckenschalen gefunden. Nach Bestimmungen des verstorbenen Professor F. v. Sandberger in Würzburg liegen vor: Helix hispida L., Pupa muscorum L. und Succinea oblonga Drap. Etwa drei Kilometer weiter westlich (Spez.-Karte 13 X Kremsmünster) erschliessen die Steinbrüche am Wege von Sierning nach Matzelsdorf wieder ein gleiches Gestein; in den lehmigen Zwischenlagen wurden hier gesammelt Helix hispida L. und Succinea oblonga Drap. Es sind also ausser unbestimmbaren Pflanzenresten die drei charakteristischen Lösskonchylien in unserem älteren Deckenschotter vertreten.

Ein weiterer Fundpunkt von solchen befindet sich 5 km westlich von Sierning an der Strasse nach Hall. Wo diese von der Platte herunterzusteigen beginnt, enthält der ältere Deckenschotter in einer Grube am Singerhofe wieder Lehmlager, in welchen eine ziemlich reiche Fauna ausgebeutet wurde. Sie wurde, wie es scheint, beim Auspacken mit Funden von der schon erwähnten Kothmühle bei Hofkirchen vermengt, die sich hinterher als zum jüngeren Deckenschotter gehörig erwiesen. Ich teile die Liste der Arten daher nur unter Reserve und in der Absicht mit, neue Aufsammlungen an beiden Örtlichkeiten anzuregen. Nach v. Sandbergers Bestimmungen liegen vor: Helix hispida L., Helix tenuilabris Braun., Cionella lubrica Müller., Pupa muscorum L., Pupa columella Kregl., Pupa alpestris Adler, Pupa parcedentata, Succinea oblonga L., Limneus truncatulus Müll. Professor v. Sandberger, dem ich die Funde noch in der Annahme unterbreitet hatte, dass es nur einen Deckenschotter, der Stufe der diluvialen Nagelfluh entsprechend, gäbe, begleitete seine Bestimmungen mit folgenden Worten: „Die diluviale Nagelfluh ist genau dasselbe, was am Ostrande des bayerischen und schwäbischen Jurazuges auf dem weissen Jura aufliegt. Von Lösskonchylien habe ich in dem Vorkommnis von Hofkirchen (bez. Singerbauer zwischen Hall und Sierning) einige recht interessante Formen entdeckt, wie Helix tenuilabris (bisher mir jenseits der Donau nicht bekannt), Pupa parcedentata, deren zahnlose, auch schon im Löss bekannte Varietät nur in den Hochalpen gefunden wird, Pupa alpestris Ald. und Pupa columella Benz. Pupa

Schollen diluvialer Nagelfluh in der Niederterrasse beim Augütl westlich von Steyr.
(Nach einer Photographie des geographischen Institutes der Universität Wien.)

parcedentata war im Donaulöss seither nur von Regensburg bekannt. So arm die Fauna im Ganzen ist, so enthält sie doch die charakteristischen Formen und ist eine so typische Lössfauna wie nur zu erwarten."

Die Fossilien führenden älteren Deckenschotter von Pachschallern und Sierning erheben sich samt ihrer Lehmbedeckung etwa 90 m über den Spiegel der Steyr. Ihre Mächtigkeit beträgt 30—40 m; ihre Unterlage wird von Schlier gebildet, auf welchem die den Sierninger Bach speisenden Quellen zu Tage treten. Zwischen Sierning und Sierninghofen ist ihnen in breiter Fläche der Hochterrassenschotter angelagert, der 35 m unter ihrer Höhe bleibt. Er enthält bei Sierning Gerölle diluvialer Nagelfluh, wie es seiner Anlagerung an die Decke entspricht. Zwischen Wallern und Pichlern tritt er an die Steyr, von der er sonst durch eine ziemlich breite Niederterrassenfläche getrennt ist. Im Schotter der letzteren finden wir allenthalben dort, wo er nahe an die Hochterrasse herantritt, Gerölle diluvialer Nagelfluh. Den jüngere Deckenschotter sahen wir bei Sierning nicht.

Nächste Umgebung von Steyr.

Verfolgen wir vom Ausgangspunkte unserer Wanderung das linke Steyrthalgehänge abwärts, so begegnen wir den jüngeren Deckenschotter in den 20 m hohen Nagelfluhwänden über Steyrdorf wieder. Nahe ihrem Ostende wurde an einem Vorsprunge in ihnen ein grosser 0,7 m im Durchmesser haltender Block von diluvialer Nagelfluh gefunden, dessen Oberfläche gut abgewaschen war. Er erweist, dass die Dachsbergnagelfluh nicht die älteste der Gegend ist, und macht ihre Deutung als jüngere Decke sicher. Die obersten Partien sind tiefgründig verwittert; tiefe Verwitterungsschlote dringen in sie ein. Über der verwitterten Schicht liegt frischer lichtgelber Lösslehm. Das Liegende der Nagelfluh ist nicht entlöss̈t. Die Brunnen am Fusse der Wände zeigen an, dass dicht unter ihnen, in etwa 330 m Höhe, eine undurchlässige Schicht liegt.

Die Hochterrasse zieht sich in einzelnen Spuren am Abfalle des Dachsberges entlang, und gewinnt östlich von ihm, unmittelbar nördlich von Steyr neuerlich an Breite. Auf ihr liegt der Friedhof der Stadt; die Gräber erschliessen eine 2 m mächtige Lehmdecke; darunter streicht angesichts der Stadt Nagelfluh aus. Sie bildet eine steile Felswand, die sich gerade an der Mündung der Steyr in die Enns fast unmittelbar an letzterer erhebt, und die wir abwärts bis in die Nähe von Gleink verfolgen können. Nordöstlich Stein lagert am Flusse eine Strecke weit unter ihr Schlier, der flach nordwärts fällt und Einlagerungen von Kalkgeröllen enthält. Wenig weiter nordwärts biegt sie von der Enns ab; die Niederterrasse tritt bei Ober Hausleithen an den Fluss, nachdem sie sich ganz ähnlich wie bei „Unterm Himmel" bereits in Rudimenten am Abfalle der Hochterrasse eingestellt hatte. Sie sind durch den neuen Fussweg längs der Steyr erschlossen; ihr Material gleicht dem des Niederterrassenschotters vom Augütl und ist voll abgewaschener Nagelfluhschollen.

Die Art des Auftretens vom Hochterrassen- und jüngeren Deckenschotter am linken Ufer der Steyr wirft Licht auf die Verhältnisse am rechten, dicht oberhalb der Stadt. Hier können wir drei Abstufungen unterscheiden (Fig. 16 S. 91). Auf der tiefsten (*w*) liegt in etwa 315 m Höhe das Villenviertel von Steyr, sie gehört unverkennbar zur Niederterrasse. Die nächste (*r*) erhebt sich zunächst nur bis 330 m, steigt aber dann allmählich auf über 340 m an; nun folgt ein kleiner, leicht übersehbarer Absatz, über welchen wir zur Hochfläche von Christkindl (*m*), unserem früheren Standpunkte, gelangen. Wandern wir an der Steyr entlang, so erkennen wir in den Höhenverhältnissen der

Schottersohle eine weit auffälligere Abstufung. Unter der 330—340 m Terrasse (*r*) erschliesst ein grosser Steinbruch nahe der Haltestelle Unterhimmel feste Kalknagelfluh, die bis zum Flussspiegel herabreicht. In ihr wurden Zähne von Elephas (primigenius?) gefunden, welche Herr Professor Hans Crammer in Salzburg besitzt. Weiter westwärts unter der Hochfläche von Christkindl streicht Schlier aus; seine obere Kante steigt bis 325 m, also nahezu bis zur Höhe unserer vorigen Terrasse aus, darüber folgen Felswände von Nagelfluh, die am Abfalle in einzelne grosse, teilweise gerutschte Blöcke zerklüftet ist. Nach Lage und Beschaffenheit entspricht sie dem jüngeren Deckenschotter (*m*) am Dachsberge und dem Felsvorsprunge beim Augütl. Wir haben es also hier mit einer unmittelbaren Anlagerung der Hochterrasse an die jüngere Decke zu thun, und die sonst hervortretende oberflächliche Abstufung beider ist durch mächtige Lössablagerungen teilweise ausgeglichen. Die unmittelbare Aneinanderlagerung beider Schotter setzt sich an der Steyr aufwärts fort. Oberhalb Schloss Rosenegg, wo nach F. v. Hauer[1]) im Löss Fossilien gefunden wurden, erstreckt sich die Hochterrasse bis gegenüber Sierninghofen; ihre Nagelfluh reicht regelmässig bis zum Flusse herab. Bergwärts setzt sich die jüngere Decke durch einen 10 m hohen Steilrand von ihr ab, unter welchem bei Pergern die Nähe ihrer Sohle durch mehrere Quellen angezeigt ist. Hier und da lagert sich vor den Steilabfall der Hochterrasse am rechten Steyrufer auch ein Stückchen Niederterrasse, so z. B. gerade gegenüber Sierninghofen. Ist auch hier der unmittelbare Kontakt ihrer Schotter durch eine Schutthalde verdeckt, so zeigt sich doch, dass beide etwas verschieden sind; der der Niederterrasse ist lockerer als jener der Hochterrasse, er enthält ferner am Fusse derselben ganz ebenso wie unter der Felswand am Augütl zahlreiche Schollen diluvialer Nagelfluh. Ganz ähnlich ist das Verhältnis der Niederterrassenschotter der Stadt Steyr zu dem Hochterrassenschotter, den wir im Steinbruche bei „Unterm Himmel" aufgeschlossen fanden. Fast bis zu denselben hin lassen sich kleine Reste der Niederterrasse verfolgen, die dem Abfalle der Hochterrasse gleichsam angeklebt sind. Vor Erbauung der Steyrthalbahn waren mehrere derselben gut aufgeschlossen: loser grober Schotter mit zahlreichen grossen Nagelfluhschollen lehnte sich hier bis zur Höhe der Niederterrasse von Steyr unmittelbar an festere Nagelfluh an. Man denke sich den an Nagelfluhschollen reichen Schotter des Augütl an die Hochterrasse gelehnt, und hat dann eine Vorstellung dieser nunmehr verschwundenen Aufschlüsse.

Vom rechten Steyrufer, wo wir die drei jüngeren Glieder unserer Schotterformationen eben unterschieden haben, können wir sie an der Enns aufwärts verfolgen. Die Niederterrasse begleitet uns bis gegen Garsten. Die Strafanstalt liegt auf einer der zahlreichen in sie eingeschnittenen Erosionsterrassen. Die jüngere Decke von Christkindl bildet die Hochfläche nördlich des Teufelsbaches, wo sie auf südlich fallendem Neogen aufliegt, während die Garstenerhöhe der Hochterrasse angehört.

Profil südlich Garsten.

Südlich von Garsten treten hier wieder alle vier Terrassen dicht nebeneinander auf (Fig. 14 S. 91). Zur Niederterrasse gehört ein Terrassenstück dicht oberhalb Garsten, das durch den Garstenbach aufgeschlossen ist: loser, an Urgebirgsgeröllen reicher Schotter. Dann finden wir sie bei Lahrndorf in über 320 m Höhe wieder.

1) Bericht über die Arbeiten der Sektion IV. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt I 1850 S. 646.

Westlich davon steigt die Hochterrasse beim Hausleitner auf 351 m an; sie besteht aus lockerer Nagelfluh, die mit Lehm bedeckt ist. Hinter dem Hausleitnerhofe verrät eine kleine Geländestufe in über 360 m Höhe das Einsetzen der jüngeren Decke, ähnlich wie wir es beim Christkindl sahen; sie ist nicht aufgeschlossen. In 380—390 m Höhe endlich findet sich der Ausstrich einer festen, an Kalken reichen, an Urgebirgsgeröllen ziemlich armen, tief von Verwitterungsschloten durchsetzten Nagelfluh, die wir als älteren Deckenschotter ansehen. Wir haben also hier genau dieselbe Lagerung unserer vier Schotter wieder, wie wir sie am Heuberge kennen gelernt hatten, stehen aber nunmehr bereits in den Alpen.

Verhältnis der Nieder- und Hochterrassenschotter.

Das Charakteristische ist hier wie da, dass unter den beiden Deckenschottern die Unterlage sich bis hoch über den Fluss erhebt, während die des Hoch- und Niederterrassenschotters sehr tief liegt. Das ist die Regel für die Gegend von Steyr; daraus ergeben sich mehrfach Schwierigkeiten beide zu trennen.

Solange der Niederterrassenschotter in typischer Weise, wie z. B. bei Dietachdorf, ferner etwas weiter südlich beim Harergut, oder westlich der Stadt Steyr und bei Garsten, oder endlich an der Steyr westlich vom Schlosse Rosenegg, als loses Gerölle entwickelt ist, unterscheidet er sich sehr gut von dem in der Regel verfestigten Hochterrassenschotter; aber in vielen Fällen ist auch er verkittet, und dann wird die Trennung schwierig. Selten hilft uns dabei die Zusammensetzung der Schotter, wie z. B. östlich Ober-Hausleithen an der Enns, wo die Nagelfluh der Niederterrasse reicher an Urgebirgsgeröllen ist als die der benachbarten Hochterrasse. Am besten leitet das manchmal massenhafte Auftreten von abgewaschenen Schollen diluvialer Nagelfluh in den an die Hochterrasse angrenzenden Partien der Niederterrasse.

An einigen Stellen setzt sich die Nagelfluh der Hochterrasse in die Niederterrasse fort. Sie liegen samt und sonders an der Enns unterhalb Steyr in der Gegend von Haidershofen, wo sich links des Flusses eine Hochterrassenfläche als schmale Insel im Bereiche der Niederterrasse erhebt.

Steigen wir bei Haidershofen auf das dieser Hochterrasseninsel angelagerte Stück der Niederterrasse von Winkling hinauf, so sehen wir unten gelbliches, leicht verwittertes und lose verkittetes Gerölle vom Aussehen des benachbarten Hochterrassenschotters, während oben graues, grobes lockeres, vom Habitus des gewöhnlichen Niederterrassenschotters liegt. Wir haben hier eine dünne, höchstens 5 m mächtige Schicht von Niederterrassenschotter auf einem 20 m hohen Ausbiss von Hochterrassenschotter, unter welchem das Auftreten von Quellen die Nähe des Schliers anzeigt, der sich weiter unterhalb auch stellenweise, südwärts fallend, hervorhebt. Ganz ähnlich scheint sich auch am Nordende unserer Hochterrasseninsel bei Staining deren Nagelfluh in die Niederterrasse hinein fortzusetzen. Dazu kommt, dass an der Enns unter den Niederterrassen oberhalb Haidersdorf sich der Schlier hoch über den Wasserspiegel erhebt, während ja sonst der Niederterrassenschotter bis zum Flusse herabreicht. Alle diese Verhältnisse weisen darauf hin, dass das heute von der Enns bei Haidershofen durchflossene Thalstück vor Ablagerung des Niederterrassenschotters nicht zur gleichen Tiefe erodiert war, wie die oberhalb- und unterhalb gelegenen Thalstrecken, was nur durch die Annahme verständlich wird, dass die Enns vor der Niederterrassenzeit nicht östlich von unserer Hochterrasseninsel bei Haidershofen, sondern westlich von derselben über Dietachdorf nach Norden floss. Hier haben wir den Niederterrassenschotter in seiner ganzen Mächtigkeit zu suchen.

Das Steilufer der Enns unterhalb Hausleithen am Südende der in Fig. 17 erscheinenden Hochterrasseninsel giebt eine Andeutung über die Ursachen, welche hier zur Stromverlegung geführt haben können. Man hat hier zunächst (Fig. 18) am Westende des Steilufers die gewöhnliche, stellenweise grobe Nagelfluh der Hochterrasse auf unregelmässig geschichtetem Schlier, dem einzelne Kalkgerölle eingestreut sind. Der Schlier reicht bis 25 m über den Fluss. Nach Osten hin steigt er an und hebt sich bis über 45 m über die Enns. In entsprechendem Masse mindert sich die Mächtigkeit der Hochterrassennagelfluh. Zugleich stellen sich an ihrer Sohle grosse, mehrere Kubikmeter messende Blöcke von Nagelfluh ein, welche gut abgewaschen sind. Ihre Zusammensetzung vornehmlich aus Kalkgeröllen erweist ihre Zugehörigkeit zur jüngeren Decke. Das ganze Vorkommen erinnert an die Ablagerung, die wir an einem Steilufer von Nagelfluh antreffen. Wir haben hier jedenfalls ein altes Ufer aus der Hochterrassenzeit vor uns; dort, wo heute die Enns fliesst, war ein Vorkommen von jüngerem Deckenschotter. Er ist bis auf seinen Tertiärfuss herab zerstört, welch letzterer sich noch heute im Gelände als kleine Erhebung über die Hochterrasse geltend macht. Durch Zerstörung dieses Vorkommens der jüngeren Decke ist mutmasslich der Enns der Eintritt in den heutigen Lauf über Haidershofen eröffnet worden, der als Fortsetzung des heute bei Steyr mündenden Ramingbaches aufgefasst werden kann.

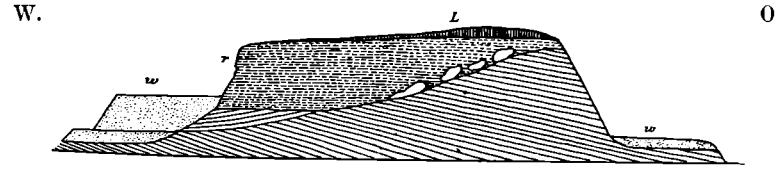


Fig. 18. Ennsleithe unterhalb Hausleithen. Länge 1 : 10000, Höhe 1 : 5000. Der Schlier (schräg schraffiert) wird vom Hochterrassenschotter (*r*) überlagert, welcher an seiner Basis abgewaschene Schollen von jüngerem Deckenschotter enthält. *w* Niederterrassenschotter.

Der lockere Niederterrassenschotter der Gegend von Steyr findet sich lediglich auf dem Terrassenfelde; am Terrassenrande streicht gewöhnlich Nagelfluh aus, weswegen es auf den ersten Blick als Regel scheinen möchte, dass die Hochterrassennagelfluh unter dem losen Niederterrassenschotter durchstriche. Es ist uns aber mit Ausnahme der geschilderten Stellen bei Haidershofen nicht gelungen, eine scharfe Trennung von hangendem Schotter und liegender Nagelfluh zu erkennen; am Steilufer des Münschholzes unterhalb Steyr bilden Schotter und Nagelfluh ein Ganzes. Gehen wir ferner im Thale der Enns und Steyr aufwärts, so sehen wir sehr häufig über den Nagelfluhwänden, welche den Fluss begleiten, losen Schotter, und dies auch an Stellen, wo die Hochterrasse fehlt, wo also nicht daran zu denken ist, dass ihre Nagelfluh unter dem Niederterrassenschotter durchstreicht.

Das Niederterrassenfeld stuft sich an der Enns in mehreren Rändern ab, welche die tiefer gelegenen Terrassen begrenzen. Man kann deren in der Regel 3—4 unterscheiden. Es ist uns nicht gelungen, die einzelnen Vorkommnisse miteinander zu parallelisieren, z. B. die Abstufungen bei Haidershofen mit denen am Herzogenrader Walde. Auch konnten diese einzelnen Terrassen nicht nach ihrem Inhalte voneinander getrennt werden; wir müssen sie daher als Erosionsterrassen in der Niederterrasse deuten. Auch in der Hochterrasse ist an einer Stelle, zwischen Steyr und Gleink, eine Erosionsterrasse. Sie zeigt uns gleich denen der Niederterrasse an, dass die Erosionsarbeit der Enns nie ganz gleichmässig von statten gegangen ist.

Gefälle der Schotter an der Enns.

Im Vergleiche zu dem unregelmässigen Verlaufe dieser Erosionsterrassen ist der unserer Aufschüttungsterrassen ein sehr regelmässiger, wie Aufriss 8 Tafel I deutlich zeigt. Gehen wir im Süden aus von der Stelle, wo wir unfern Garsten alle vier Schotter nebeneinander haben, so finden wir bis zum Heuberge, wo wir ihnen 11 km weiter nördlich wieder nebeneinander begegnen, folgende Änderungen der Höhenlage ihrer Oberfläche und Gefällsverhältnisse:

		Höhenlage		Gefälle	
		südlich Garsten	Heuberg	m	‰
Ältere Decke	ohne	400 m	360 m	40	3,3
Jüngere Decke	Lehm-	370	340	30	2,7
Hochterrasse	bedeckung	350	320	30	2,7
Niederterrasse		330	300	30	2,7
Enns		290	270	20	1,8

Alle zwischen beiden Punkten gelegenen Vorkommnisse fallen genau in die Höhe, die sie nach den angegebenen Gefällswerten haben sollten. Es findet sich also in der Lage unserer Glacialschotter der Gegend von Steyr nicht die leiseste Gefällsknickung am Fusse der Alpen. Diese wichtige tektonische Linie erweist sich wirkungslos auf sie und stört nicht die Regel, dass alle unsere Schotter nahezu mit gleichem Gefälle sich ennsabwärts senken. Nur das des älteren Deckenschotters ist 0,5 ‰ grösser als das der anderen. Wir werden später, im zweiten Kapitel sehen, dass sich diese regelmässige Gefällsentwicklung noch tief in die Alpen hinein verfolgen lässt.

Schotter an der Donau zwischen Linz und Wallsee.

Die Traun-Ennsplatte ist die einzige, welche sich durch das Alpenvorland in seiner ganzen Breite hindurch erstreckt. Im Süden greift sie sogar über dessen Grenzen hinaus, und ihre Ausläufer lassen sich in die Thäler der Alm, der Steyr, der Enns und der Ybbs aufwärts hinein verfolgen. Im Norden ist sie allerdings allenthalben durch das tief eingeschnittene Thal der Donau von den Höhen des boischen Massivs geschieden, und stösst nicht so unmittelbar an dessen Abfall wie an den der Alpen. Immerhin lässt sich aus den Höhen, in welchen die einzelnen Schotter an das rechte Donauufer herantreten, unter Berücksichtigung ihrer Gefällsverhältnisse ein Schluss auf ihre mutmassliche Höhenlage am linken Ufer machen.

Ausserordentlich mächtig entwickelte Lösslager, welche sich wie ein Mantel über die Platte breiten und in ihre Thäler tief herabreichen, erschweren diese Feststellung. An der Nordspitze unserer Platte steckt der ältere Deckenschotter am Schiltenberge ganz unter Löss, weswegen seine genauen Höhengrenzen hier noch nicht festgestellt werden konnten; sicher ist nur, dass hier unter ihm, nur 3 km von der Donau entfernt, sich das Miocän mindestens 50 m hoch über deren Spiegel (244 m) erhebt. Am Abfalle des Freinberges gegen Linz trifft man unter dem sehr mächtigen Löss, welchen die Ziegeleien südwestlich der Stadt verarbeiten, ein Schotterlager, das in das Niveau der älteren Decke gehört. Es streicht hier in etwa 310 m Höhe auf miocänem Quarzsand aus. Seine Sohle liegt sohin 60 m über dem Spiegel der nur 1,6 km entfernten Donau. Wie hoch der ältere Deckenschotter in der Gegend von Enns lagert, ist noch nicht durch Beobachtungen an Ort und Stelle entschieden worden. Nach seinen an der Enns überaus regelmässigen Gefällsverhältnissen ist er hier 60 m über der Donau in 300—310 m Höhe zu erwarten. Die Felsterrasse über der Steinbruchleiten (303 bis

312 m) bei Mauthausen entspricht seinem Niveau. Weiter abwärts treffen wir auf dem Breitfelde zwischen St. Valentin und St. Pantaleon unsern älteren Deckenschotter in über 300 m Höhe wieder; seine Sohle liegt 62 m über dem benachbarten Strome. Endlich finden wir an dem Ausläufer der Platte, welcher sich in der Richtung auf die Donauenge von Grein erstreckt, bei Wallsee Donaugerölle in 290—300 m Höhe; darunter folgt der bekannte, vielleicht bereits oberoligocäne Quarzsandstein von Wallsee, der unmittelbar auf Granit auflagert. Letzterer bildet hier ebenso wie bei Lorch unweit Enns eine kleine Aufragung am rechten Donauufer. Zwischen Linz und Wallsee sehen wir die Sohle des älteren Deckenschotters allenthalben hoch über der Donau, die hier seit seiner Ablagerung eine recht ansehnliche Erosionsarbeit geleistet haben muss; das Gefälle des Schotters ist hier nicht grösser als das des Stromes in gerader Linie gemessen, nämlich 0,6 ‰.

Die jüngere Decke haben wir noch nicht bis zur Donau verfolgt. Dagegen fanden wir das Nordende der Hochterrasse an der Traun unfern Linz in 281 m, an der Enns in der Stadt Enns in 280 m Höhe, darnach hätten wir hier längs der Donau nur ein ganz minimales Gefälle, und wenn wir auch im Auge behalten, dass wir die Terrassenoberfläche in Betracht ziehen, welche von Löss in schwankender Mächtigkeit gebildet wird, und bei Enns eine viel stattlichere Lössentwicklung annehmen, als bei Linz, so ergiebt sich doch für die Hochterrasse zwischen beiden Orten kein grösseres Gefälle, als die Donau aufweist. Die Riesenkessel, welche Hans Commenda[1]) am Abfalle des Luttenberges östlich von Steyregg 20 m über der Donau entdeckte, fallen in das Niveau der Hochterrasse. Der grösste ist 2 m tief und hat 1 m Durchmesser. In ihrer Nähe liegt unmittelbar auf dem Granite Donaugerölle, nämlich von Alpenkalken und krystallinischen Gesteinen. Eine Blockablagerung westlich von Steyeregg unfern der Eisenbahnbrücke macht wegen der wirren Lagerung der Blöcke einen moränenähnlichen Eindruck, doch finden sich keine Gletscherschrammen. Es handelt sich wohl um die Ablagerung eines lokalen Gerinnes. Unterhalb Enns ist im Trichter, der zur Greiner Donauenge führt, die Hochterrasse noch nicht aufgefunden worden. Die Niederterrasse endlich hat sich an der Traun bereits südlich Linz in deren Thalboden verflacht, der an ihrer Mündung etwa 255 m hoch liegt. In nur wenig geringerer Meereshöhe begegnen wir dann der Niederterrasse der Enns an ihrer Mündung an der Nordspitze des Wagramer Feldes wieder. Die Niederterrasse hat gleich der Hochterrasse zwischen Traun- und Ennsmündung nur ein ganz minimales Gefälle, und es hat in beiden Fällen den Anschein, als ob die Donau durch die Aufschüttungen der Enns an ihrer Mündung etwas gestaut worden wäre. Das weite Feld, das den Boden des Trichters von Ardagger bildet, liegt durchweg nur wenig hoch über der Donau. Es dürfte von der Niederterrasse gebildet werden, die sich hier in gleichem Masse wie der Strom senkt.

Ausläufer zur Ybbs.

Wie schon erwähnt, zieht sich ein Ausläufer der Traun-Ennsplatte am Fusse der Alpen ostwärts (Spez.-Karte 13 XI Enns, 13 XII Ybbs). In dem Dreiecke zwischen Steyr, St. Valentin und St. Peter in der Au, sowie weiter östlich beiderseits der Url legen die Thaleinschnitte an ihren steilen nach Westen gekehrten Gehängen allenthalben älteren Deckenschotter bloss, während die nach Osten gerichteten mit Löss überkleidet

1) Riesentöpfe bei Steyregg. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1884 S. 308. Geognostische Aufschlüsse längs der Bahnen im Mühlkreise. Jahresbericht d. naturh. Vereins Linz 1888/89.

sind. Ersterer führt am Fusse der Alpen ziemlich reichlich Gerölle von Urgebirgsarten; weiter nördlich, in der Gegend von Haag, sind sie weit seltener. Dies weist darauf hin, dass es einst die Enns gewesen ist, welche hier zur Ybbs hinüberfloss. Bei Steinbach, 7 km östlich der Stadt Steyr, kommen Lehmnester im Schotter vor, darin wurden gefunden: Bulimus montanus Drap. sp., Cionella lubrica Müll. spec. sowie Fragmente von Helix. Professor v. Sandberger, der auch diese Arten bestimmte, bemerkte dazu: Echte Lösskonchylien.

In einer Breite von 4—5 km erreicht der ältere Deckenschotter an der Url das Thal der Ybbs. Hier wird er durch das stattliche Niederterrassenschotterfeld der Forstheide abgeschnitten. Östlich davon hebt er sich nochmals in Gestalt einer Terrasseninsel zwischen Ulmerfeld und Schönbühl hervor; er wird hier von der Flyschzone, die uns im Bräunlersberg entgegentritt, durch ein mit Lehm bedecktes Schotterfeld getrennt (Fig. 19). Letzteres bricht oberhalb Ulmerfeld in steilen, durch die Eisenbahn mehrfach angeschnittenen Wänden gegen die Niederterrasse ab; wir werden es gleich letzterer als Terrasse an der Ybbs aufwärts bis tief in das Gebirge hinein verfolgen.

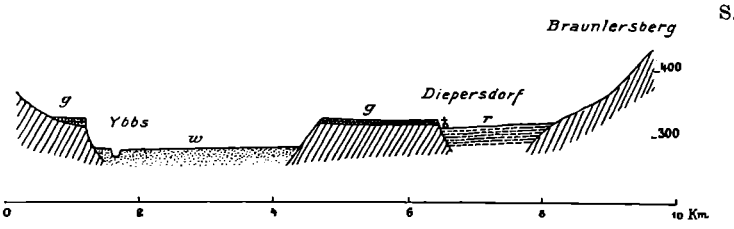


Fig. 19. Querprofil durch das Ybbsthal oberhalb Amstetten.
g älterer Deckenschotter, *r* Hochterrassenschotter, *w* Niederterrassenschotter.
Grundgebirge schräg schraffiert.

Wir stellen es zur Hochterrasse. Sein Gefälle ist am Fusse des Gebirges gleich dem der Niederterrasse ein ziemlich steiles. Südlich vom Westende unserer Deckenschotterinsel erreicht es schon deren Höhe; an ihrem Ostende ist es schon 20 m darunter gesunken. Weiter zieht sich ein Ausbiss des älteren Deckenschotters über Schlier am linken Gehänge des Ybbsthales bei Amstetten entlang. Es entspricht in Bezug auf seine Höhenlage und Mächtigkeit (5 m) dem Deckenschotter der vorher erwähnten Insel, der durch eine Prallstelle der Ybbs unterhalb Ulmerfeld über hoch aufragendem Schlier erschlossen ist. Wir haben also, wie unser Profil (Fig. 19) lehrt, neben dem alten Deckenschotter bei Amstetten Hoch- und Niederterrassenschotter als Ausfüllung zweier verschiedener Thäler nebeneinander. Unterhalb Amstetten verschwinden Deckenschotterinsel und Hochterrasse; die Niederterrasse allein setzt sich in einer Breite von 2—3 km zur Donau hin fort, links hier und da, z. B. bei Blindenmarkt, von Ausbissen kleiner Deckenschotterreste überragt.

Schotter an der Donau zwischen Pöchlarn und Melk.

Alle die einzelnen Vorkommnisse des älteren Deckenschotters zwischen Steyr, St. Peter in der Au, Amstetten und Blindenmarkt ordnen sich in einheitliches Niveau, das sich mit einem Gefälle von 1,7 ‰ von Steyr zur Url und an dieser sowie der Ybbs abwärts zur Donau senkt. Es würde diesen Strom in einer Höhe von etwa

280 m, 60 m über seinem Spiegel, etwa in der Höhe des Taborberges bei Ybbs, erreichen. Denken wir uns diese Fläche noch eine Strecke weit an der Donau, bis in die Weitung von Pöchlarn und Melk hin fortgesetzt, so verknüpft sie die weiter betrachteten Vorkommnisse des älteren Deckenschotters mit einer Reihe von Schottern auf der Südseite jener Weitung. Südöstlich von Pöchlarn lagert alpines Gerölle in 250 260 m Höhe am Nordabfall des Hochstrassberges auf den alten krystallinischen Gesteinen; wir treffen solches am Gehänge südlich vom Bahnhofe Melk und vor allem gut aufgeschlossen auf der Höhe der Terrasse, auf welcher sich das imposante Stift Melk erhebt (Spez.-Karte 13 XIII St. Pölten). Hier erschliessen mehrere Gruben Donaugerölle, bestehend aus Gesteinen der Kalk- und Zentralalpen, des boischen Massivs und zahlreichen weissen Quarzen. Es ist von etwa 5 m Löss bedeckt und ruht im Osten in 5 m Mächtigkeit auf dem aquitanischen Sande des Wachberges, im Westen direkt auf Urgestein. Es liegt in 235—245 m Höhe. Seine Sohle befindet sich nur noch rund 30 m über der Donau; ihr entsprechen die Felsterrassen links des Stromes bei Weitenegg.

Da sich diese Vorkommnisse der Weitung von Pöchlarn und Melk in das Niveau des südlichen Ausläufers der Traun-Ennsplatte ordnen, stellen wir sie zum älteren Deckenschotter, welcher hier also weit weniger hoch über dem Strome gelegen ist als am Nordrande unserer Platte, zwischen Linz und Wallsee. Er senkt sich in der Enge des Greiner Struden und zwischen Ybbs und Melk rascher als weiter oberhalb; wir müssen ihm von Wallsee bei Melk ein mittleres Gefälle von 1,1 ‰ bis 1,3 ‰ zuschreiben, je nachdem wir am Flusse oder in gerader Linie messen, während die Donau nur ein solches von 0,4 ‰ hat. Strom und die Terrasse des alten Deckenschotters konvergieren also um 0,7 ‰, während sie zwischen Linz und Wallsee beinahe parallel verlaufen.

Unter dem Niveau des älteren Deckenschotters von Pöchlarn und Melk hat die Erlauf unfern ihrer Mündung in die Donau eine jüngere mit Lehm bedeckte Terrasse aufgeschüttet, die 230—240 m Höhe erreicht. Sie entspricht einer Terrasse, die das Nordende des Riedels zwischen kleiner und grosser Erlauf aufbaut, und die sich scharf gegen die Niederterrasse an letzterem Flusse absetzt. Nach Analogie der Vorkommnisse an der Ybbs bezeichnen wir sie als Hochterrasse. Auch an der Pielach treffen wir eine in dieses Niveau gehörige Terrasse; sie ist bei Loosdorf mit stattlicher Lössbedeckung aufgeschlossen und besteht hier, wie die Erlaufterrassen, lediglich aus Gesteinen der Kalk- und Flyschzone der Alpen.

Bis in die Gegend von Melk können wir noch älteren Deckenschotter und Hochterrassenschotter verfolgen, nachdem wir die jüngere Decke oberhalb Enns verloren haben und die Niederterrassen sich in die Thalsohlen senken sahen. Wir sind hier ausserhalb des Alpenvorlandes zwischen Erhebungen des boischen Massivs, in einem Thale, das einer voraquitanischen Furche folgt. Der ältere Deckenschotter tritt hier nicht mehr wie sonst als eine weit ausgedehnte Decke, sondern als tief eingesenkte Schotterterrasse entgegen, welche auch tief unter den Höhen des benachbarten Alpenvorlandes bleibt. In der schmalen Senke des letzteren zwischen den rechts der Donau gelegenen südlichsten Vorposten des Massivs, dem Hiesberge und Nachbarn einerseits und den Flyschbergen der Alpen anderseits fehlt er. Er wurde auf den Höhen zwischen Blindenmarkt, Wieselburg, St. Leonhard, Mank und Kilb nicht gefunden.

VIII. Das niederösterreichische Schottergebiet.

Übersicht und Litteratur. Der Wagram am Tullnerfeld. Gegend von Krems. Das Traisenthal bei St. Pölten. Schotterdecke zwischen Traisen und Pielach. Der Donaudurchbruch von Klosterneuburg und das Marchfeld. Löss.

Übersicht und Litteratur.

Aus der Thalweitung zwischen Pöchlarn und Melk, die sich nach Osten ins Pielachthal fortsetzt, tritt die Donau in den engen Durchbruch durch die Wachau; dann verlässt sie bei Krems endgültig das boische Massiv und richtet sich, vom breiten Tullnerfelde begleitet, auf den Wiener Wald. Sie schneidet durch die breite Durchbruchthalstrecke von Klosterneuburg von diesem Nordosteck der Alpen einige kleinere Erhebungen ab, den Waschberg und Schliefberg bei Stockerau sowie den Bisamberg bei Korneuburg und tritt dann in eine neue beckenförmige Erweiterung ihres Thales, die bis an den Westfuss der kleinen Karpathen reicht. Es ist das Marchfeld.

Tullnerfeld und Marchfeld sind weite Stromebenen von 10—15, bez. 20—30 km Breite. Ihr Boden wird von den Anschwemmungen der Donau gebildet. Daneben erheben sich Terrassen, deren Rand Wagram heisst; während die des Tullnerfeldes vom Volksmunde nicht mehr zu diesem gezählt werden, werden die des Marchfeldes als Bestandteile von ihm angesehen; es wird das Tullnerfeld im Norden vom Wagram begrenzt, das Marchfeld hingegen von einem niedrigerem Wagram durchzogen. Terrassen auch begleiten den Durchbruch zwischen beiden Feldern.

Unsere beiden Stromebenen fallen in das Bereich der geologichen Spezialaufnahme, welche Johann Czjżek bereits 1849 vorgenommen hat. (Geologische Karte der Umgebung Wiens (1: 96000). Mit Erläuterungen Wien 1849. Geognostische Karte der Umgebungen von Krems und vom Manhardsberge (1: 72000). Erläuterungen dazu Sitzber. math.-nat. Cl. Akad. Wien VII 1853.) Damals waren die Elemente für eine stratigraphische Gliederung des niederösterreichischen Neogens noch nicht gewonnen, und auch die Quartärbildungen waren noch nicht näher bekannt. Czjżek unterschied die einzelnen Schichtglieder im wesentlichen nach ihrer Lage und petrographischen Beschaffenheit; die weiten Stromebenen erachtete er für alluvial, den Löss für diluvial, die Sande und Kiese der Terrassen fasste er mit denen des höher gelegenen Tertiärhügellandes zusammen und stellte sie zum Neogen; doch sprach er aus, dass die des Wagram im Marchfelde vielleicht die Diluvialterrassen des Marchfeldes darstellten. Diese Auffassung brachte D. Stur 1860 in der zweiten, von ihm bearbeiteten Auflage der Karte der Umgebung von Wien zum Ausdrucke; er beliess aber die Schotter des höheren Wagram, am Tullnerfelde und die höher gelegenen des Marchfeldes, nämlich des Hochfeldes nördlich Stammersdorf, beim Neogen und stellte sie zum Belvedereschotter. In seiner geologischen Spezialkarte der Umgebung von Wien fasste er 1891 alle „Terrassenschotter" des Marchfeldes zusammen und rechnete sie zum Diluvium, während er die des Wagrams am Tullnerfelde wieder als Belvedereschotter auffasste. Seine ältere Auffassung ist in F. v. Hauers geologische Übersichtskarte der Monarchie (Blatt II) übergegangen, während F. Fötterles Geologische Karte des Erzherzogtums Österreich unter der Enns (Gotha 1860) Czjżek folgte. Eine Begründung dieser verschiedenen Auffassungen ist nie gegeben worden.

Der Wagram am Tullnerfeld.

Als Ausgang für den folgenden Versuch, die Schotter der Umgebung von Wien mit denen des nördlichen Alpenvorlandes zu parallelisieren, wählen wir den Wagram am Tullnerfelde in der Gegend von Kirchberg am Wagram und Stetteldorf (Spez.-Karte 12 XIV Tulln). Hier streicht unten das Tertiär bald als Letten, bald als Sand, bald als eine feingebänderte Wechsellagerung beider, als Schlier [1]) Niedösterreichs, in etwa

1) Wir gebrauchen dies Wort nur in petrographischem Sinne und wollen durch seine Anwendung nicht andeuten, dass der Schlier Niederösterreichs gleich alt mit dem typischen von Oberösterreich sei.

20 m Mächtigkeit aus; ihm lagern etwa 30 m über der Donau 8—10 m Geröll auf. Dieses besteht vorzugsweise aus Quarzen und Quarziten, wozu sich allerhand gut abgerollte zentralalpine Gesteine, ab und zu Blöcke von solchen des boischen Massivs, sowie in schwankender Menge Alpenkalke gesellen. Stellenweise sind solche recht selten; bei Königsbrunn sind sie aber ungemein häufig. Das Hangende des Gerölls bildet Löss. Er bedeckt die vom Wagram begrenzte Hochfläche und ist hier regelmässig so gelagert, dass er sich von Westen her in die sich sanft nach Osten abdachende Thälergehänge herabzieht, so dass alle Schotterausbisse hier von ihm überdeckt sind. Wir finden solche nur am Wagram selbst sowie an den meist steilen nach Westen gekehrten Thalseiten. Hier und da bildet der Löss auch wenig gegliederte Anhäufungen auf dem Felde, so z. B. nördlich Stetteldorf. Ob der Hochrain nordwestlich Kirchberg ein Lösshaufen ist oder einen Kern festen Gesteins enthält, ist noch zu untersuchen.

Czjżeks Karte von Krems giebt diese Verhältnisse nicht genau wieder. Sie beschränkt den Ausbiss des Neogen auf den Wagram bei Kirchberg, obwohl er sich auf der ganzen Linie Kirchberg-Stetteldorf verfolgen lässt. In Königsbrunn kommen zahlreiche Quellen auf ihm vor, nördlich Abtsdorf bedingt er Rutschungen; die sandigen Mergelschichten sind am Fusse der Gehänge hier mehrfach zusammengestaut. Stur folgt Czjżek in der Beschränkung der Neogenausbisse, weicht aber darin von ihm ab, dass er das ganze, von Löss zusammengesetzte Feld nördlich Stetteldorf als Schotter kartiert.

Gegend von Krems.

Der Wagram lässt sich ununterbrochen donauaufwärts bis zur Kampmündung verfolgen. Westlich vom Dorfe Fels wird aber der Tertiärausbiss durch einen solchen von Gneis und Amphibolschiefer ersetzt. Oberhalb der Kampmündung hört der Wagram auf, und es tritt hier beim Austritte der Donau aus der Wachauer Enge eine neue weit höher gelegene Terrassenfläche hervor. Dies Kremsfeld überragt den Strom (bei Krems 181 m) um 110—140 m und ist seinerseits 60—100 m in die angrenzenden Erhebungen eingesenkt. Auf dieser Hochfläche finden wir auf dem archaischen Gesteine lediglich Neogenschotter, der in mehreren Gruben zwischen Krems und Gneixendorf ausgebeutet wird. Seine unteren, in 290 m Höhe einsetzenden Lagen bestehen aus Alpenkalkgeröllen, die gelegentlich verfestigt sind, dann folgt eine Schicht von grüngrauem Letten und scharfem Quarzsande; oben liegt grobes Geröll von weissen Quarzen und Quarziten, zu welchen sich auch Hornblende- und Epidotgesteine, roter Hornstein und roter Sandstein, in den untersten Lagen selten Alpenkalke gesellen. Die meist horizontale Schichtung dieser Ablagerung kennzeichnet sie als Flussanschwemmung; sie hat einen Wechsel in der Zufuhr ihres Materiales erfahren; zuerst kam es von Süden, etwa aus dem heutigen Traisengebiete, dann mehr aus dem Westen, wo wir (vergl. S. 82) ähnlich zusammengesetzten Quarzschotter schon kennen gelernt haben. In ihrem Gesamthabitus, namentlich durch die eingelagerte Lettschicht unterscheidet sich diese Geröllbildung von den Quartärschottern und schliesst sich den jungtertiären Ablagerungen an. Sie wurde auch von Czjżek zu letzteren gestellt. Darnach müssen wir die Hochfläche, welche sie bedeckt, gleichfalls für Neogen erachten und die Quartärschotter weiter tiefer erwarten. Wir begegnen sie da und dort an ihrem Abfalle gegen die Donau, in kleinen Partien auf den Felsleisten die sich bei Krems und Stein etwa 30 m über dem Fusse hervorheben.

Diese Leisten und nicht das weit höher gelegene Kremsfeld sind die Fortsetzung des Wagram. Sie liegen in derselben Höhe über dem Strome wie die Felsterrasse

gegenüber Melk, und die Schotter des Wagram finden sich genau so hoch über der Donau, wie die älteren Deckenschotter von Melk. Auf Grund dieses Verhaltens und der Thatsache, dass wir im Wachauer Donaudurchbruche mehrfach Felsleisten von etwa 30 m Höhe begegnen, erachten wir den Schotter des Wagrams im Tullnerfelde für älteren Deckenschotter.

Bereits 1863 hat Ed. Suess[1]) ausgesprochen, dass bei Krems Ablagerungen älterer Geschiebe mit ziemlicher Sicherheit die Mündung eines Stromes in der Diluvialzeit erkennen lassen, und dass bereits in der späteren Abteilung der Tertiärzeit sich hier ein grosser Strom ergoss. Er nahm in beiden Fällen eine Mündung in einen See an und sprach von deltaähnlichen Ablagerungen. In Bezug auf letzteren Punkt können wir ihm nicht beipflichten. In keiner Geröllablagerung bei Krems findet sich die charakteristische Deltaschichtung.

Traisenthal bei St. Pölten.

Südlich vom Tullnerfelde treffen wir um St. Pölten im letzten Thale, das der Donau von der Nordseite der Alpen tributär wird, nämlich in dem der Traisen nochmals eine reich entwickelte Schotterreihe, welche uns an die der grossen, weiter westwärts gelegenen Schottergebiete erinnert (Spezialkarte 13 XIII St. Pölten). Die 3 km breite Thalsohle wird von grobem alpinem Gerölle ohne Lehmbedeckung, typischem Niederterrassenschotter, gebildet, der sich in kleinen Rändern gegen das Überschwemmungsgebiet des Flusses

W. O

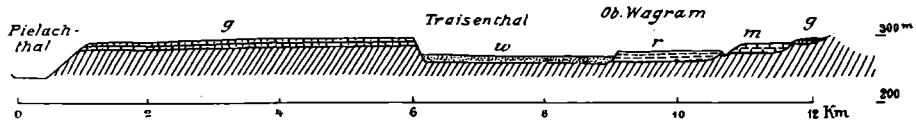


Fig. 20. Querprofil durch das Traisenthal dicht oberhalb St. Pölten.
g älterer, *m* jüngerer Deckenschotter; *r* Hochterrassen-, *w* Niederterrassenschotter. Tertiär schräg schraffiert.

absetzt (vgl. Fig. 20). Er wird zwischen Spratzern und Pottenbrunn von einem lössbedeckten Felde überragt, das sich mit einem Gefälle von 5‰ nordwärts senkt. An seinen Rändern, die im Süden 12 m, im Norden nur 8 m hoch sind, streicht Traisenschotter aus, stellenweise zu Nagelfluh verkittet. Die Wiener Strasse führt in rund 275 m Höhe über dies Feld auf den Rand einer neuen Terrasse zu, welcher sich weniger scharf hervorhebt; eine ganz verfallene Grube zeigt an, dass der von Löss stark überflossene Schotterausbiss an der Strasse in 280 m Höhe einst ausgebeutet worden ist. Sehr ausgedehnt wird er in den 3 km weiter nördlich gelegenen Gruben unweit der Eisenbahnstation Pottenbrunn gewonnen. Sie erschliessen wenig gerundetes, ziemlich lockeres Traisengerölle in beinahe 10 m Mächtigkeit; die obere Kante (etwa 265 m) liegt hier sichtlich höher als das benachbarte Hochterrassenfeld; Wasser an der Sohle der nördlichsten Grube verrät die Nähe einer undurchlässigen Schicht in höherem Niveau, als der Hochterrassenschotter bei Unter-Ratzersdorf ausstreicht. Wandern wir von unserer verfallenen Grube an der Wiener Strasse weiter, so treffen wir auf der Höhe beim Kreuze westlich Mechters eine zweite, ganz verfallene Grube in 296 m Höhe, also fast 20 m höher als die erste; sie erschliesst einen ganz verwitterten, vornehmlich

1) Über den Lauf der Donau. Österreichische Revue 1863 IV S. 262 (268).

aus Flyschgeröllen bestehenden Schotter; wenig tiefer zeigen uns am Abfalle gegen Mechters feuchte Stellen an, dass sich der in Grub durch Brunnengrabungen aufgeschlossene Schlier hier bis etwa 290 m Höhe erhebt, 10 m höher als der Schotter der ersten verlassenen Grube. Wir haben also östlich St. Pölten vier Schotterausbisse: den Niederterrassenschotter in 263—267 m, den Hochterrassenschotter in 267—275 m, einen jüngeren Deckenschotter in 280 m und einen älteren in 290 m Höhe.

Schotterdecke zwischen Traisen und Pielach.

Westlich St. Pölten wird die Traisen nur von einem Schotterfelde überragt, welches zugleich die Wasserscheide zwischen Traisen und Pielach bildet. Es wird von dem grossen Einschnitte der Westbahn quer durchschnitten. Längs desselben sehen wir 6—8 m über dem Bahnplanum Traisengerölle durchstreichen; sein Liegendes bildet Schlier, der hier wie auch weiter nördlich bei Viehofen und östlich bei Mechters etwas disloziert ist: das Hangende ist 6 m mächtiger Löss: der Schotter liegt so hoch, wie der jüngere Deckenschotter an der Wiener Strasse. Nach Süden konnten wir ihn bis in die Gegend von Ober-Grafendorf und Völtendorf verfolgen, wo er bereits in über 310 m Höhe ausstreicht; er steigt also gleich dem Hochterrassenschotter um 5 ‰ alpenwärts an, hat daher genau westlich vom älteren Deckenschotter am Kreuze zwischen St. Pölten und Mechters gleiche Höhe wie dieser. Nach Norden scheint die Verbreitung unseres Schotters eine lückenhafte zu sein; wir sahen ihn nicht über den fossilreichen horizontal geschichteten Oncophorasanden, welche, zahlreiche Schollen von Schlier enthaltend, im Prater von St. Pölten am Steilrande gegen das Traisenthal ausstreichen. Dagegen trafen wir über dem Schlier beim Schlosse Viehofen in etwa 270—280 m Höhe wieder einen Schotterausbiss, welcher den gegenüberliegenden des jüngeren Deckenschotters bei Bahnhof Pottenbrunn erheblich überragt. Hiernach möchte es scheinen, als ob der Schotter, welcher die Decke zwischen Traisen und Pielach bildet, älterer Deckenschotter sei.

Diese Anschauung wird in unserem Profile Fig. 20 zum Ausdruck gebracht, welches in genau ostwestlicher Richtung von Mechters, südlich St. Pölten vorbei zum Pielachthale bei Poppendorf verläuft. Hier erscheint die Decke zwischen Pielach und Traisen im Niveau des älteren Deckenschotters rechts der Pielach und überragt dessen Höhe infolge ihrer Lehmbedeckung; würden wir das Profil westnordwestlich gelegt haben, so würde sie ins Niveau des jüngeren Deckenschotters vom rechten Traisenufer fallen. Welchem von beiden sie thatsächlich entspricht, werden eingehendere Untersuchungen zu entscheiden haben, die auch das Verhältnis unserer älteren Deckenschotter zu den Thälern werden näher feststellen können. Eine Studie hierüber hat Roman Hödl in Arbeit, sie wird im Programme des Piaristengymnasium in Wien im Herbste 1901 erscheinen. Hier sei nur darauf verwiesen, dass unser älterer Deckenschotter links der Traisen nicht bloss die Wasserscheide zwischen Traisen und Pielach übersetzt, sondern dass sich auch sein Feld zugleich in ein drittes Thal, das der Flanitz hineinzieht, dass ferner der Schotter am Kreuze vor Mechters genau auf der Wasserscheide zwischen Traisen und Perschling liegt. Weitere Probleme ergeben sich weiter thalabwärts, wo östlich von Herzogenburg die Wasserscheide zwischen Traisen und Perschling eine Strecke weit, wie es scheint, in das Niveau der Hochterrasse fällt.

Der Donaudurchbruch von Klosterneuburg und das Marchfeld.

Die Terrasse des Wagram vom Tullnerfelde setzt sich durch den Donaudurchbruch von Klosterneuburg hindurch fort. Hier sehen wir rechts des Stromes bei Kritzendorf und Klosterneuburg eine ziemlich ausgedehnte Terrasse, an deren Steilrand Flysch bis 20 m über die Donau heraufreicht. Darüber ist mehrfach Donauschotter mit mächtiger Lössbedeckung erschlossen, an der Mündung des Weidlingthales etwa 35 m

über dem Strome. Dieser Terrasse entspricht am Westende des Marchfeldes ein Geröllvorkommen. Es streicht am Abfalle des Hochfeldes gegen Stammersdorf 12.5 m über den Schottern der Thalsohle aus. Sein Hangendes ist staubiger Löss. Die Schotter weiter östlich im Marchfelde sind viel tiefer gelegen und entbehren der Lössbedeckung. Nackt geht das Gerölle auf der durch den niedrigen Wagram begrenzten Terrasse von Seiring, Deutsch-Wagram und Gänserndorf zu Tage. Der beigemengte Sand ist hier und da, z. B. am Faul-Hügl zwischen Deutsch-Wagram und Unter-Gänserndorf zu Dünen zusammengeweht; erst gegen den Rand des Hügellandes stellt sich ganz allmählich und in der Geländegestaltung unmerklich Löss ein. Die obersten 4—5 m des Schotters zeigen bei Gerasdorf, Deutsch-Wagram und Unter-Gänserndorf höchst auffällige Schichtstörungen. Über den tiefer liegenden horizontalen Gerölllagen erheben sich schmale und steile Falten, die sich mit senkrechter Stellung ihrer Rollsteine in die hangenden, sandig-lehmigen Massen drängen. Diese ihrerseits sind in breite Mulden angeordnet. Lehm und Gerölle sind in ihnen unregelmässig durcheinander gemischt, ähnlich wie in einem Geschiebelehme, doch finden sich nirgends Schrammen auf den Rollsteinen und Blöcke fehlen ganz.

Das Phänomen erinnert an die Schichtstauchungen, die aus dem norddeutschen Flachlande wiederholt beschrieben und als glacial gedeutet worden sind. Eine solche Deutung erscheint hier ausgeschlossen, da nicht die mindeste Gletscherspur in weitem Umkreise zu finden ist. Auch haben wir es nicht mit „verschobenem" Terrain, nämlich Gehängerutschungen zu thun, wie sie von Th. Fuchs (Über eigentümliche Störungen in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens und über eine selbständige Bewegung loser Terrainmassen. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XXII 1872 S. 309) aus der Umgebung von Wien beschrieben worden sind, da wir uns mitten in einer weiten Ebene befinden. Wahrscheinlich haben wir es mit Wirkungen von Flusseis, mit Pressungen eines Eisstosses zu thun. Ähnliche Schichtstauchungen hat Halaváts (Die geologischen Verhältnisse des Alfölds zwischen Donau und Theiss. Mitt. a. d. Jahrb. d. kgl. ungar. geolog. Anst. XI. 3. 1897 S. 129) aus den in weiter Ebene gelegenen Pliocänschottern des Alfölds abgebildet.

Der Mangel der Lössbedeckung bedingt den geringen Grad der Fruchtbarkeit der kaum 10 m hohen Terrasse des Marchfeldes. Sie hat ihn gemein mit den Niederterrassen des Alpenvorlandes und wird durch ihn unterschieden von den lössbedeckten Terrassen, die 10—15 m darüber den Boden der Stadt Wien bilden, und welche ihr gegenüber die Rolle von Hochterrassen spielen. Weitere Untersuchungen werden festzustellen haben, ob die Kriterien auch hier in der Gegend von Wien zur Unterscheidung von Nieder- und Hochterrassen dienen können. Bis Wien ist es möglich.

Löss.

Mit dem Lössmangel des Marchfeldes und seiner niederen Terrassen steht die Lössbedeckung des umgebenden Geländes in auffälligem Gegensatze. Löss lehnt sich rechts der Donau an das Kahlengebirge und zieht sich hier, allerdings sich nirgends weit von der Donau entfernend, bis über Klein-Schwechat hinaus. Ganz besonders aber reichlich ist er in dem Tertiärhügellande nördlich des Marchfeldes entwickelt. Er hüllt seinen Rand fast gänzlich ein und lässt Ausbisse älterer Gesteine lediglich an den steilen, auch hier regelmässig nach Westen gerichteten Gehängepartien zu Tage treten. Auf den sanft nach Osten sich abdachenden Lehnen ist er manchmal über 10 m mächtig und in der Regel von tiefen Hohlwegen zerschnitten. Bei Bockflüss, Wolkersdorf und Gross Ebersdorf bedingt er ein erdfahles Aussehen des mit Weingärten bestandenen und daher von der sonst dichten Vegetationsdecke befreiten Landes.

Auffällig mächtig ist der Löss auch auf dem Wagram des Tullnerfeldes. Er zieht sich von hier aus hoch hinauf auf das angrenzende Tertiärhügelland und wieder

bevorzugt er hier die sanft nach Osten sich abdachenden Lehnen. Von Osten gesehen scheint sich hier eine fruchtbare Lössdecke hinter die andere zu schieben, von Westen aus erblickt man dagegen ein steriles sandig-kiesiges Gehänge hinter dem andern. Am grossartigsten ist der Löss aber in der Gegend von Krems entwickelt. Er deckt hier nicht bloss das Kremsfeld, sondern auch dessen steilen Abfall gegen die Donauebene am Gobelsberge bei Gedersdorf und am Saubügel. Des Weinbaues wegen ist er hier terrassiert; in fahlen Wänden erhebt er sich über die Terrassenflächen; das ganze erinnert an die Beschreibung der Lössterrassen Chinas durch F. von Richthofen. Alle Wege sind tief eingeschnitten und von senkrechten Erdwänden begleitet, in welche vielfach die Weinkeller ohne Gewölbe ausgehölt sind. Mehrfach haben sich an diese Wegeinschnitte Wasserrisse geknüpft, die sie dann zu Lössschluchten vertieft haben. Eine solche folgt der alten Strasse von Krems nach Langenlois, die neue überbrückt sie und führt eine Strecke weit bei ihrem Anstieg auf das Kremsfeld an ihr entlang.

Hier ist der Löss in seiner ganzen 25 m betragenden Mächtigkeit eine einheitliche Masse von licht graubrauner Farbe und feinstaubiger Beschaffenheit, die gerade noch die Verarbeitung zu Ziegeln zulässt. Nördlich Krems hingegen zeigt die 20 m hohe Lösswand an der alten Ziegelei oberhalb Kremsthal mehrere dunkelbraune Lehmlagen, die wir wie in Südwestdeutschland als Leimenzonen bezeichnen wollen.[1]) Die der Grubenmitte verlaufen horizontal. Man sieht ihrer vier; sie werden schräg abgeschnitten von einer Lössdecke, welche dem Gehänge folgt, und der auch eine parallel zum Gehänge, also schräg gelagerte Leimenzone eingeschaltet ist. Deutlich erkennt man hier zwei Phasen in der Lössablagerung: zunächst wurde der untere Löss mit seinen Leimenzonen horizontal, dann der obere parallel zum Gehänge abgelagert.

In den grossen Gruben an der Eisenbahnstation von Pottenbrunn wird der jüngere Deckenschotter von Löss überlagert, der nach Osten hin auf über 6 m Mächtigkeit anschwillt. Auch er zeigt stellenweise mehrere Leimenzonen von schwarzbrauner Farbe. An seiner Basis, und zwar sowohl über als auch unter der untersten gelegentlich 1,5 m mächtigen Leimenzone enthält er in sandigen Partien nach F. v. Sandbergers Bestimmungen neben Succinea oblonga Drap. und Helix hispida L. auch zahlreiche Schalen von Limneus ovatus Drap. Es liegt also hier eine aquatische Ablagerung vor. In der obersten Lage des liegenden Schotters finden wir ähnliche Säcke wie im Marchfeldschotter von Wagram: es biegen sich in den Schotter graue lehmige Partien mit auffällig glänzenden Geschieben 1—2 m tief ein; die anstossenden Schotterlagen sind parallel den Grenzen der Säcke aufgerichtet. Die unterste, dunkelbraune Leimenzone biegt sich mit in die Säcke ein, ist aber in ihnen zerrissen.

In seiner mächtigsten Entwickelung am Tullner- und Marchfelde zwar an die Nachbarschaft der Donau geknüpft, greift doch der Löss in beiden Fällen sowohl in der Horizontalen wie auch in der Vertikalen weit über das Gebiet der fluvialen Quartärbildungen hinaus. Erheben sich letztere höchstens 40 m über den Strom, so sehen wir bei Krems zusammenhängende Lösslager bis 200 m über denselben ansteigen und begegnen sie darüber hinaus noch in einzelnen Vorkommnissen bis 400 m Meereshöhe. Dies Niveau bezeichnet am Ostabfalle des boischen Massivs etwa seine obere Grenze.

---

1) Vgl. C. Chelius und C. Vogel, Zur Gliederung des Löss. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1881 I S. 104.

IX. Stratigraphische Ergebnisse.

Die Schotter: Wechselnde Lagerung. Geomorphologische Methode der Parallelisierung. Quartäres Alter. Fluvioglacialer Ursprung. Zahl der Vergletscherungen. Nomenklatur der Vergletscherungen. Alphabetisches System. Der Löss: Sein Verhältnis zu den Schottern. Gliederung, Leimenzonen Interglaciales Alter.

Die Schotter: Wechselnde Lagerung.

Die fünf grossen Schottergebiete des nördlichen Alpenvorlandes zeigen dieselbe Schichtfolge von älterem und jüngerem Deckenschotter, von Hoch- und Niederterrassenschotter. Lediglich auf dem Münchener Felde konnten wir das älteste Schichtglied nicht nachweisen, das auch auf der benachbarten Inn-Salzachplatte nur in einem einzigen unbedeutenden Reste vorliegt, sonst aber, auf der Iller-Lech- und Traun-Ennsplatte sowie an der Traisen besonders ausgedehnt entgegentritt. Die Lagerung unserer vier Schotter ist im grossen und ganzen eine ähnliche: der ältere Deckenschotter breitet sich deckenförmig aus; in ihm eingesenkt erstreckt sich der jüngere Deckenschotter in decken ähnlichen Feldern, während die beiden jüngsten Schotter höhere und niedere Terrassen längs der Flüsse bilden. Am reinsten tritt uns diese „eingeschachtelte" Lagerung auf der Iller-Lechplatte entgegen, wo die stufenförmig nebeneinander gelegenen Schotterfelder in der Regel durch Ausstriche der Unterlage getrennt werden. Aber bereits südlich Memmingen fanden wir eine Ausnahme; es steigt der Niederterrassenschotter in das Niveau des Hochterrassenschotters empor und kommt über diesen zu liegen. Das wiederholt sich auf der Inn-Salzach- und Traun-Ennsplatte an der Salzach, an der Traun und an der Enns. Es ist auch bezeichnend für den Südsaum des Münchener Feldes; südlich München sahen wir, wie sich das weite Niederterrassenfeld über das schmale Hochterrassenfeld von Haidhausen erhebt. Hier aber fanden wir auch zu wiederholten Malen den Hochterrassenschotter über dem jüngeren Deckenschotter, was wir sonst nicht wahrnahmen; wir trafen hier drei verschiedene Schotter in Überlagerung. Endlich sahen wir stellenweise auf der Traun-Ennsplatte den jüngeren Deckenschotter im Niveau des älteren; gleiches wiederholt sich mehrfach zwischen Iller und Lech. In solchen Fällen wird die Trennung beider Schotter schwierig. Aber diese letzteren Fälle sind im nördlichen Alpenvorlande nur von lokaler Bedeutung und selbst im Münchener Felde ist die Überlagerung der Schotter — der bayerische Typus ihres Auftretens — nach unseren Darlegungen lediglich eine Ausnahme; sie tritt bereits im Norden der schiefen Ebene nicht mehr ein, wo wir Anzeichen für die regelmässige Ineinanderschachtelung der Schotter, den schwäbischen Typus ihrer Lagerung, haben.

Geomorphologische Methode der Parallelisierung.

Für die Trennung dieser vier in so verschiedenen Lagerungsverhältnissen auftretenden Schotter stehen uns die gewöhnlichen Hilfsmittel der geologischen Beobachtung nicht zur Verfügung. Die petrographische Beschaffenheit ein und derselben Schotterbildung wechselt mit ihrer Lage je nach den Gebieten, von denen sie ihr Material bezogen hat; dicht nebeneinander befindliche Vorkommnisse können daher erhebliche Verschiedenheiten ihrer Zusammensetzung haben. In Gebieten gleicher Zusammensetzung der vier Schotter sind allerdings die älteren häufig mehr verfestigt und oberflächlich stärker verwittert als die jüngeren; aber dies Kriterium ist nur von lokaler Bedeutung und lässt sich nicht anders als auf engstem Felde verwenden, es kann namentlich nicht dazu dienen, weit auseinanderliegende Vorkommnisse miteinander zu parallelisieren. Ver-

steinerungen endlich, welche sonst eine so grosse Rolle in der stratigraphischen Geologie spielen, haben wir nur ausnahmsweise gefunden; der paläontologische Weg der Altersbestimmung ist daher verschlossen. Wir trennten die Schotter nach einem geomorphologischen Verfahren. Wir folgten ihren Niveaus und fassten die einzelnen Vorkommnisse zusammen, deren Oberflächen durch seitliche Bewegung einer Gefällskurve entstanden gedacht werden können. Ein solches Verfahren ist natürlich auch nur in beschränktem Umfange, nämlich in Gebieten anwendbar, wo sich die ursprüngliche Schotteroberfläche über weitere Strecken erhalten hat, sodass man sie sowohl quer über die Thaleinschnitte hinweg als auch namentlich thalabwärts gut verfolgen kann. In solchen Gebieten ist es selbst möglich, ihr Niveau zu erkennen, wenn dasselbe durch Krustenbewegungen aus seiner ursprünglichen Lage herausgebracht worden ist, und es lässt sich das Ausmass solcher Krustenbewegungen feststellen. Wenn wir nun bei solch beschränkten Hilfsmitteln die Schotterfolgen der einzelnen z. T. durch erhebliche Entfernungen voneinander getrennten Felder zu parallelisieren in der Lage waren, so geschah dies auf Grund der Thatsache, dass wir in den einzelnen Schottergebieten — mit Ausnahme des Münchener — Übereinstimmung in der Zahl der Schotter fanden, dass ferner der jüngste von ihnen allenthalben sich von den älteren durch den Mangel einer bedeutenderen Lehmbedeckung auszeichnet und angeheftet erscheint an den Zug des Jung-Endmoränen, den wir mit charakteristischen Oberflächenformen von der Riss in Württemberg bis zur Traun in Oberösterreich fast ununterbrochen verfolgen können. So haben wir Mittel, den jüngsten Schotter allenthalben wieder zu erkennen und damit einen Ausgangspunkt für den Vergleich der älteren untereinander. Wo endlich im Münchener Felde die Zahl der Schotterformationen die Parallelisierung nicht ermöglichte, da half uns der Zug älterer Endmoränen, an welchem die Hochterrasse des Lech entspringt, im Isargebiet den Hochterrassenschotter aufzufinden, und die Übereinstimmung der Niveauverhältnisse des ältesten Schotters mit denen der jüngeren Decke des Rothwaldfeldes am Lech lässt uns folgern, dass er jener angehöre. Im allgemeinen ist es die Übereinstimmung in der Thalgeschichte einzelner Teile des oberen Donaugebietes, die uns die Parallelisierung ihrer Ablagerungen ermöglicht. Wir verfuhren ähnlich wie ein Stratigraph; wenn er an verschiedenen Orten dieselbe Schichtfolge gefunden hat, so hält er die einzelnen unterschiedenen Glieder der Reihe nach untereinander für gleich alt, nur dass wir es nicht mit gleichen Schichtfolgen zu thun haben, sondern mit erheblich verschieden gelagerten gleichen Altersfolgen einzelner Formationen.

Quartäres Alter.

Unsere Schotter haben uns nur ein sehr dürftiges paläontogisches Material geliefert. Was wir aber auf Grund eigener Funde oder der Litteratur mit genauer Fundortsangabe berichten konnten, macht zweifellos, dass ihre ganze Reihe ins Quartär oder Pleistocän gehört, denn wir trafen bereits im ältesten, im Gebiete der Traun-Ennsplatte die charakteristische pleistocäne Konchylienfauna, die wir sonst nur aus dem Löss kennen. Über die Säugetierfauna, die für die Altersbestimmung jugendlicher Ablagerungen so gerne herbeigezogen wird, können wir leider fast gar nicht berichten und müssen daher offen lassen, ob es möglich sein wird, unsere einzelnen Schotter einmal auf Grund ihrer Elephasreste auf verschiedene Stufen zu verweisen.

In dieser Hinsicht kann die Verarbeitung des in den verschiedenen Museen, namentlich in München und Wien befindlichen Materiales möglicherweise zu Ergebnissen führen, wenn die einzelnen Fundstücke genau nach ihrer Herkunft zusammengestellt werden, und zwar nicht bloss nach

Fundorten, sondern, da an einem Orte vielfach verschiedene Schotter auftreten, genau nach Fundstellen, welche nach ihrem geologischen Niveau bekannt sein müssen. Es war uns nicht möglich, diese paläontologische Arbeit in Angriff zu nehmen. Hier müssen wir uns darauf beschränken, hervorzuheben, dass alle die Vergletscherungen, die wir durch ihre fluvioglacialen Bildungen nachzuweisen vermögen, in die Quartärperiode fallen, die sich dadurch als gleichbedeutend mit dem Eiszeitalter erweist.

Fluvioglacialer Ursprung.

Von jedem einzelnen unserer vier Schotter konnten wir den Beweis seiner fluvioglacialen Entstehung erbringen. Verfolgen wir sie alpenwärts, so sehen wir sie jeweils mit Moränen innig verknüpft; sie verzahnen sich mit solchen oder gehen durch Aufnahme gekritzter Geschiebe in sie über. Am häufigsten geschieht dies beim Niederterrassenschotter, welcher an den Jungmoränen entspringt; jedes einzelne seiner Felder beginnt an solchen. Kaum minder deutlich ist die Verknüpfung der Hochterrassenschotter mit den älteren Moränen, welche mit stark verwischten Oberflächenzügen sich vor den Jungmoränen erstrecken. Fast alle Hochterrassenfelder gehen von der äusseren Grenze des Gletschergebietes aus. Nur im Osten im Krems-, Traun- und teilweise auch im Salzach- und Inngebiete dringen sie eine Strecke weit in dasselbe hinein. Wir werden sehen, dass es hier die zum jüngeren Deckenschotter gehörigen Moränen sind, welche die äussersten Vorposten der Gletscherausdehnung bezeichnen, und werden die Momente kennen lernen, die hier für ihre Verknüpfung mit den jüngeren Deckenschottern sprechen. Eine solche Verknüpfung haben wir bisher nur im Brandholze südlich Memmingen und an der Schwarzen Wand bei Wolfrathshausen angetroffen; wir werden ihr noch öfters begegnen, wenn wir die Moränengebiete betrachten. Endlich haben wir auch den älteren Deckenschotter bei Obergünzburg in Verknüpfung mit Moränen gesehen.

Zahl der Vergletscherungen.

Wenn nun jeder einzelne unserer vier verschieden alten Schotter durch seine Verknüpfung mit Moränen seinen fluvioglacialen Ursprung erweist, so haben wir entsprechend der viermaligen Wiederholung der Schotterbildung eine viermalige Wiederholung ihrer Ursachen, d. h. der Vergletscherung des Alpenvorlandes anzunehmen. Unsere Betrachtung der subalpinen Schottergebiete führt uns zur Folgerung auf vier verschiedene Vergletscherungen zum mindesten des Fusses der Alpen, wenn nicht des ganzen Gebirges selbst. In dieser Erkenntnis liegt ein Fortschritt gegenüber unseren früheren Arbeiten, welche zum Nachweise dreier verschiedener Vergletscherungen geführt hatten; vorher hatte man nur von deren zwei gesprochen, nachdem der Nachweis von einer Wiederholung der Vergletscherung erbracht worden war. Aus der zweiten von den beiden Vergletscherung älterer Autoren ist durch den Nachweis weiterer Vergletscherungen zunächst eine dritte und nunmehr eine vierte geworden. Die Einschaltung der zuletzt aufgefundenen geschieht aber nicht an der Stelle, wo man am meisten eine Erweiterung unserer Kenntnisse erwarten möchte, nämlich bei Beginn des Eiszeitalters, sondern in dessen Mitte. Unsere erste Vergletscherung von den dreien, die wir 1882 unterschieden, ist die erste geblieben; sie ist aber nicht mehr die drittletzte, sondern die viertletzte.

Nomenklatur der Vergletscherungen; Alphabetisches System.

Es erhellt hieraus, dass wir mit dem Verfahren, die einzelnen Vergletscherungen zahlenmässig zu bezeichnen (V. D. A. Tab. II) oder sie von rückwärts mit den Buchstaben des Alphabets zu bezeichnen, wie es im Système glaciaire geschehen

ist [1]), brechen und zu einer eindeutigen Benennung greifen müssen, welche nicht durch den immerhin denkbaren Nachweis einer weiteren Vergletscherung beeinflusst werden kann. Wir nennen die erste Vergletscherung, deren fluviolglaciale Bildungen wir auf der Iller-Lechplatte namentlich im Gebiete der Günz kennen gelernt und dort in Verknüpfung mit Moränen gefunden haben, die Günz-Vergletscherung; ihr entspricht der ältere Deckenschotter. Die Vergletscherung, welche zur Aufschüttung des namentlich im Bereiche der Mindel entwickelten jüngeren Deckenschotters führte, nennen wir Mindel-Vergletscherung Als Riss-Vergletscherung bezeichnen wir diejenige, welche zur Anhäufung der Hochterrassen geführt hat; denn diese finden wir im Rissthale am Nordsaume des Rheingletschers in der ausgezeichnetsten Verknüpfung mit Moränen. Die Vergletscherung endlich, deren Spuren uns in den Jung-Endmoränen und in den Niederterrassen in grosser Frische vorliegen, heissen wir Würm-Vergletscherung nach dem Würmflusse auf dem Münchener Felde, dessen Ufer uns einen Übergang der Niederterrassenschotter in die Jungmoränen bieten werden.

Wir folgen in dieser Benennungsweise dem Beispiele von T. C. Chamberlin, welcher die einzelnen Vergletscherungen Nordamerikas mit Lokalnamen belegt hat [2]), welchem Vorgange für die europäischen Vergletscherungen James Geikie alsbald gefolgt ist [3]). Geikie wählte für sie mit Recht andere Namen, da es kaum rätlich ist beim jetzigen Stande unserer Kenntnis des Glacialphänomens eine in einem Vergletscherungsgebiete gewonnene Klassifikation auf ein anderes anzuwenden. Aus diesem Grunde nehmen wir auch nicht die Geikiesche Nomenklatur an; denn sie gilt in erster Linie für Nordeuropa, wenn sie auch die alpine Glacialgeschichte mit einbezieht. Aber gerade der Name, der den Alpen entnommen ist: Helvetian erscheint schon anderweitig für eine Tertiärstufe vergeben. Unsere Nomenklatur soll in erster Linie für alpine Verhältnisse gelten und hier eine einheitliche Chronologie anbahnen helfen.

Wir sind uns dabei wohl bewusst, dass die Einführung von Lokalnamen vielfach als Ballast empfunden wird. Solange wir aber nicht zu einer einheitlichen Chronologie des Eiszeitalters gelangt sind, müssen wir uns mit einer lokalen behelfen, die notwendigerweise Lokalausdrücke zu verwenden hat. Sie werden überflüssig sein von dem Momente an, wo sich mit Hilfe lokaler Chronologien der allgemeine Gang der Ereignisse herausgestellt haben wird. Bis dahin können sie nützen, vorausgesetzt, dass sie sich leicht einbürgern können. Das wird geschehen, falls sie gute Typen schaffen — solche haben wir aufzustellen versucht —, und falls sich die Namen leicht einprägen lassen. Wir haben sie daher mit Vorbedacht so gewählt, dass sie in alphabetischer Reihe aufeinander folgen. Es beginnen die Namen der einzelnen Vergletscherungen, mit den Buchstaben *G*, *M*, *R* und *W*. Es sind das die Buchstaben, die wir bereits in unsern Profilen zur Bezeichnung der einzelnen Schotter verwandt haben, und zwar benutzten wir dafür die kleinen Buchstaben *g*, *m*, *r* und *w*; die grossen *G*, *M*, *R* und *W* werden wir zur Bezeichnung der zugehörigen Moränen brauchen.

Dienen uns die vorgeschlagenen Namen einstweilen nur zur Benennung von vier verschiedenen Vergletscherungen des Alpenvorlandes während der Quartärperiode, so

1) Der Vorschlag, die jüngste Vergletscherung als die z Vergletscherung zu bezeichnen, rührt von Du Pasquier her.

2) Glacial Phenomena of North America. In James Geikie, The Great Ice Age. 3. Aufl. London 1894 S. 724.

3) Classification of European Glacial Deposits. Journal of Geology. III. 1895 S. 241.

werden wir sie später dazu verwenden können, auch die vier grossen Vergletscherungen der ganzen Alpen zu benennen, sobald wir gesehen haben werden, dass zwischen den aufeinanderfolgenden Vergletscherungen des Vorlandes ein Rückzug des Eises bis in die inneren Winkel des Gebirges erfolgt ist. Wir werden dann nicht bloss von einer Günz-, Mindel-, Riss- und Würmvergletscherung, sondern auch von entsprechenden Eiszeiten sprechen. Eine eigene Benennung der Interglacialzeiten benötigen wir vor der Hand nicht. Die Kürze der vorgeschlagenen Nennworte für die Eiszeiten gestattet uns durch Zusammensetzungen die Namen für die Interglacialzeiten wie folgt zu bilden: Günz-Mindel-, Mindel-Riss-, Riss-Würm-Interglacial-Zeit. Wir werden ferner von Günz-Mindel-, Riss- und Würm-Moränen sprechen, als den glacialen Ablagerungen von vier verschiedenen Eiszeiten, und, da die Flüsse, deren Namen wir verwenden, keine selbständigen Schotterablagerungen haben, so werden wir auch von Günz-, Mindel-, Riss- und Würm-Schottern reden können, wenn wir auch mit den Namen: älterer und jüngerer Deckenschotter, Hoch- und Niederterrassenschotter nicht brechen wollen. Sie haben bereits grösstenteils Bürgerrecht erworben, wenn sie auch das Auftreten der einzelnen Ablagerungen nicht immer genügend kennzeichnen. Beispielsweise wird die hohe Terrasse am Tullnerfelde längs der Donau nicht von Hochterrassen, sondern von älterem Deckenschotter aufgebaut. So eingebürgert sind jene Namen schon, dass wir am liebsten verzichtet hätten, eine neue Nomenklatur aufzustellen, und von Deckenschotter- u. s. w. Eiszeiten gesprochen hätten, falls diese Ausdrücke nicht zu schleppend und ihrer wörtlichen Bedeutung nach nicht zu widerspruchsvoll gewesen wären.

Freunde einer latinisierenden Terminologie werden die für die Eiszeiten vorgeschlagenen Namen als Günzian, Mindelian, Rissian und Würmian verwenden können. Für den Fall ferner, dass die Zahl der nachweisbaren Vergletscherungen noch nicht abgeschlossen sei, ist der Abstand der Anfangsbuchstaben von den Namen für die einzelnen Vergletscherungen mit Absicht so gewählt, dass man noch neue Namen einschalten kann, ohne die alphabetische Folge zu stören.

Der Löss: Sein Verhältnis zu den Schottern.

Drei unserer Schotter sind regelmässig von Löss bedeckt, der fast nirgends ausserhalb des Moränengebietes auf ihnen fehlt. Je höher wir emporsteigen, desto weniger häufig treffen wir ihn in seiner typischen Ausbildung an, desto öfter tritt uns statt seiner fetter Lehm entgegen, ohne dass eine scharfe Grenze zwischen beiden zu ziehen wäre. Bei München lehrten uns Lössfragmente im Schotter neben einer Lehmfläche, dass letztere früher einmal Löss gewesen, der entkalkt, „verleimt“ worden ist. Das dürfte für die Mehrzahl der Fälle gelten. Wir halten daher Löss und Lehm unseres Gebietes für ein und dasselbe Gebilde, so sehr wir uns auch ihrer petrographischen und agronomischen Verschiedenheit bewusst sind. Je näher wir der Donau kommen, desto mächtiger wird der echte senkrecht klüftige, fein staubige, lagenweise feinsandige Löss mit seiner bezeichnenden Schneckenfauna, desto mehr überzieht er wie eine einheitliche Decke das Land, während er weiter südlich meist bloss die Schotterfelder deckt, und in ebensoviele einzelne Gebiete zerfällt, als Flächen der drei älteren Schotter vorhanden sind. Hier im Süden drängt sich leicht die Vorstellung auf, dass jeder dieser drei Schotter mit seinem Löss verknüpft sei, wie Flussgerölle mit Thallehm. Längs der Donau ist diese Vorstellung nicht haltbar. Hier tritt der Löss weit aus den Grenzen unserer Quartärschotter sowohl in der Horizontalen wie in der Vertikalen heraus. Was wir eben noch für die Gegend von Krems feststellten, gilt ganz allgemein für das Donauthal. Im Bereiche der Iller-Lechplatte ist es nicht so auffällig, wie weiter abwärts von Neuburg a. D. an, weil dort die Quartärschotter höher liegen als sonst. Es

gilt aber für die Stromweitung von Ingolstadt und Straubing; auch bei Passau hebt sich in der Donauenge der Löss viel höher an den Thalgehängen empor wie das Quartärgerölle. Hiernach muss man die Lössbildung als von wesentlich anderen Momenten beeinflusst erachten als die unserer fluviolglacialen Schotter. Dazu kommt dass wir den Löss in einer ganzen Reihe von Fällen in unverwittertem Zustande auf verwittertem Schotter auflagern sahen, weswegen wir auch zeitlich keine unmittelbare Aufeinanderfolge von Geröll- und Lössablagerung annehmen dürfen. Der Löss ist eine andere Formation wie die Schotter, entstanden in einer anderen Zeit unter Mitwirkung anderer Kräfte.

Gliederung des Löss, Leimenzonen.

Der Eindruck erweist sich als richtig, dass wir es mit verschiedenen Lössen zu thun haben. In dieser Hinsicht sind die Aufschlüsse um München wichtig, wo wir einen Löss im Liegenden, einen anderen im Hangenden des Hochterrassenschotters kennen lernten. Eine ähnliche Trennung zweier Lösslager durch eine Zwischenbildung sahen wir sonst nirgends im Alpenvorlande; wohl aber finden wir wiederholt Wechsellagerungen zwischen zähem, braunem Lehm, der so häufig als verwitterter Löss aufzufassen ist, und kalkreichem, staubigem Löss. Wie in der mittelrheinischen Tiefebene haben wir längs der oberen Donau im Lösse sogenannte Leimenzonen, und zwar von sehr wechselnder Zahl. In Schwaben haben wir deren selten mehr als eine gefunden, bei Krems zählten wir ihrer fünf. Es ist uns nicht gelungen, an der Hand dieser Leimenzonen mächtige Lösslager in eine bestimmte Zahl verschiedener Formationen zu zerlegen. Es scheint uns, als ob das Auftreten einer Leimenzone im Löss nicht denselben Wert habe wie das einer Verwitterungsschicht zwischen Kiesen. So sicher sie eine Unterbrechung in der Ablagerung anzeigt, so muss es sich doch fragen, ob dieselbe eine allgemeine gewesen ist. Es ist uns denkbar, dass durch bestimmte Vegetationsverhältnisse zur Zeit der Lössbildung sich örtlich auch Leimenschichten entwickeln konnten, welche also gleichalterig mit normalem Lösse wären. Dagegen zweifeln wir nicht angesichts der grossen Ähnlichkeit, welche der Donaulöss mit dem mittelrheinischen in Bezug auf bald staubige, bald leimige Beschaffenheit, in Hinsicht auf Fossilführung und das lagenweise Auftreten von Kindeln hat, dass es gelingen wird, auch ihn in einzelne Abteilungen zu verlegen, wie es in Süddeutschland durch E. Schumacher[1]) angebahnt worden ist.

Interglaciales Alter des Löss.

Stimmen die einzelnen Lösslager des oberen Donaugebietes hinsichtlich ihrer Verbreitung und Bildungszeit nicht mit den einzelnen fluvioglacialen Schottern überein, so umfasst die Lössbildung überhaupt nur einen kürzeren Abschnitt der Quartärperiode als die Ablagerung des fluvioglacialen Gerölls. Nirgends haben wir auf dem Niederterrassenschotter typischen Löss gesehen, während er die unmittelbar angrenzenden Hochterrassen deckt und sich von ihnen bis ans Niederterrassenfeld herabzieht. Wir können dieses sich gegenseitige Ausschliessen beider Formationen nur durch die Annahme erklären, dass die Niederterrasse jünger als der jüngste Löss ist. Der älteste, den wir sicher kennen, liegt bei Höllriegelsgreuth unter dem Hochterrassenschotter auf dem verwitterten jüngeren Deckenschotter, er ist ein Löss der Mindel-Riss-Interglacialzeit; doch macht das regelmässige Auftreten von Lösslehm auf dem älteren Deckenschotter der Iller-, Lech- und Traunplatte wahrscheinlich, dass auch der Ablagerung des letzteren eine solche von

1) Die Bildung und der Aufbau des oberrheinischen Tieflandes. Mitt. f. d. Komm. f. d. geol. Landes-Unters. v. Elsass-Lothringen II. 1890 S. 184.

Löss gefolgt ist. Die Lössbildung erscheint hinach zeitlich begrenzt durch die Ablagerung des ältesten und jüngsten Glazialschotters und fällt in diesem Zeitraume, soweit sich erkennen lässt, jeweils in die Zeiten zwischen die Schotteranhäufungen. Erachten wir letztere als Bildungen von Glacialzeiten, so müssen wir die Lössablagerung als interglacial ansehen.

Diese Ansichten über das Alter des Löss sind im wesentlichen bereits 1884 von mir ausgesprochen worden (Mensch und Eiszeit, Archiv f. Anthropologie XV. 3). Damals ist auch das Vorhandensein zweier verschiedenalteriger Lösse in der Gegend von München erwähnt worden. Brückner (Vergletscherung des Salzachgebietes 1886. S. 63), hat stratigraphische Beweise für seine interglaciale Stellung im Moränengebiete erbracht. Im Système glaciaire wird diese Auffassung gleichfalls vertreten.

X. Geomorphologische Ergebnisse.

Breite der Schotterfelder. Seitenerosion bei Akkumulation. Verhältnis zwischen Breite und Tiefenlage des Feldes. Ursachen für die deckenförmige Ausbreitung. Die präglaciale Landoberfläche: Anstieg gegen die Alpen in Österreich. Hebung im boischen Massiv. Anstieg gegen die Alpen in Schwaben. Ebene Denudationsflächen im Alpenvorland. Subaërile Entstehung, Peneplaine. Vorwiegender Mittelgebirgscharakter der Alpen während der Präglacialzeit. Veränderungen der präglacialen Abtragungsebenen. Änderung der Flussthätigkeit bei fester Erosionsbasis. Ursachen der interglacialen Thalbildung. Krustenbewegungen im Eiszeitalter, Einfluss auf die Oberflächengestaltung. Veränderung von Wasserläufen. Konstanz der Physiognomie der Schottergebiete. Geomorphologische Korrelation.

Breite der Schotterfelder.

Die Anhäufung gewaltiger Schottermassen auf dem nördlichen Vorlande der Alpen haben wir als eine glaciale Fernwirkung kennen gelernt. Sie erfolgte in der Regel auf breiten Flächen. Wir begegnen dem älteren Deckenschotter im Bereiche der Iller-Lech- und Traun-Ennsplatte sowie zwischen Traisen und Pielach in deckenförmiger Entfaltung. Der jüngere Deckenschotter erfüllt Thäler von mehreren Kilometern Weite. Die Hochterrassen treten uns als Felder von ähnlich stattlicher Breite entgegen; die Niederterrassen sind ungemein breit, und dort, wo sie sich in die Thalsohlen herabgesenkt haben, erscheinen diese viel zu breit für die Flüsse, die sich in ihnen schlängeln. Wenn wir die vom Niederterrassenschotter gebildeten Thalsohlen der kleinen Gerinne auf der Iller-Lechplatte 3 km, die des Lechs und der Donau 7—8 km breit finden, so haben wir es schon hier mit einem wahren Missverhältnis zwischen Fluss und Thalbreite zu thun, das auf der schiefen Ebene von München noch ganz ausserordentlich gesteigert erscheint.

Seitenerosion bei Akkumulation.

Für Erklärung dieser stattlichen Thalbreiten erweist sich die Thatsache als bedeutungsvoll, dass sie an die Thäler geknüpft sind, in welchen die fluvioglaciale Schotterablagerung stattgefunden hat. Der Gegensatz zwischen autochthonen und allochthonen Thälern, welcher uns auf der Iller-Lechplatte so auffällig entgegengetreten ist, gilt auch für alle anderen Platten. Nur die im Süden an der alten Gletschergrenze entspringenden Thäler, welche fluvioglaciale Schotter bergen, sind breit, die anderen sind schmal. Es sei hier nur auf den Zipfel der Traun-Ennsplatte verwiesen, welcher sich am Fusse der Alpen entlang zieht. Östlich der Enns ist er lediglich von engen, schmalen Thälern durchzogen; vergleichsweise schmal ist das Urlthal, breit auf einmal ist das Ybbsthal; da haben wir Schotterterrassen, die sich an den vergletschert gewesenen Teilen des Gebirges beginnen. Diese enge Verknüpfung von grosser Thalbreite und Schotteranhäufung weist auf eine ursprüngliche Beziehung zwischen beiden, die wir leicht verstehen können. Sobald ein Fluss sein Bett aufschüttet, drängt er sich selbst

bald an das eine bald an das andere Ufer, er unterwäscht es und untergräbt es der Länge nach, ohne nischenförmige Prallstellen in sie einzudrechseln. Dabei greift er die Ufer um so mehr an, je leichter zerstörbar ihr Material ist und je weniger hoch sie sind; denn im letzteren Falle hat er nur wenig Material zu entfernen. Man kann diesen Vorgang häufig im Bereiche der Schuttkegel von Wildbächen studieren. Sind sie angeschwollen und bringen sie von der Höhe viel Schutt herab, so schütten sie damit die Rinne zu, welche sie in den Kegel eingeschnitten haben, und unterwaschen zugleich deren Ufer; dabei wird gewöhnlich mehr Material entfernt, als von oben herabkommt, so dass gewöhnlich die Erosion über die Akkumulation überwiegt.

Die Entwickelung der Schotterfelder des Alpenvorlandes steht mit diesen Erwägungen im Einklang. Sie finden sich im Bereiche leicht erodierbarer, meist sandiger oder mergeliger Schichten des Miocäns, welche weit leichter fortzuschaffen sind als ihre groben alpinen Rollsteine. Wo sie in das Bereich festerer Gesteine kommen, verengen sie sich. Besonders deutlich sehen wir dies an der Inn-Salzachplatte oberhalb der Enge von Schärding. Umgekehrt verbreitern sich die Felder, wo sie von widerstandsfähigeren Gesteinen sich nach leichter zerstörbaren hinüberziehen, so das Niederterrassenfeld der Ybbs: Im Alpenvorlande wird es viermal so breit als es in der Flyschzone war. Spielt in beiden Fällen auch die Tiefe der Thäler eine Rolle für die Einengung der Felder, so bringt die Einschnürung zwischen Tullner Feld und Marchfeld den Einfluss des Gesteinscharakters rein zur Geltung; denn die links davon gelegenen Teile der Flyschzone überragen das benachbarte Tertiärhügelland nicht. Wie sehr die Thalverbreiterung von der Höhe des umgebenden Geländes abhängt, lehrt die Münchener schiefe Ebene. Bei Dachau, wo sie nur 60 m in das Tertiärhügelland eingesenkt ist, misst ihr Querschnitt 30 km (einschliesslich der Insel von Schwaben-Erding); bei Freising, wo sie 90 m tiefer liegt als die Umgebung, beträgt ihr Durchmesser nur noch 18 km, und unterhalb Moosburg ist das über 100 m tief eingeschnittene Thal nur 4·5 km breit.

Tragen unsere breiten Schotterthäler des Alpenvorlandes durchaus das Gepräge von Furchen, die während ihrer Zuschüttung verbreitert worden sind, so fehlen ihnen andererseits die bezeichnenden Merkmale von Einschnitten, die ohne nennenswerte Aufschüttung durch blosse Erosionswirkungen verbreitert worden sind. Letztere führen dann zur Thalverbreiterung, wenn die Flüsse ihr Normalgefälle erreicht haben und nur noch äusserst langsam in die Tiefe arbeiten, indem sie in grossen Windungen hin und her schweifen, dabei greifen sie bald das eine bald das andere Thalgehänge an, arbeiten Uferkonkaven hinein und verbreitern durch deren Wachstum ihre Sohlen. Solche Uferkonkaven treffen wir bei unseren breiten Vorlandsthälern nicht. Dazu kommt, dass ihre Breite weit über die der Schwingbahnen mäandrierender Flüsse von den Massen der Vorlandsflüsse hinausgeht, dass endlich die Riedel zwischen ihnen einen Grad jugendlicher Frische besitzen, welcher mit der Entwicklung von Breitsohligkeit durch blosse Erosion, die im Reifestadium der Flüsse beginnt, nicht recht harmoniert. Aus allen diesen Gründen müssen wir die grosse Breite unserer Plattenthäler zu einem sehr grossen, wahrscheinlich zum grössten Teile auf Seitenerosion während ihrer Verschüttung zurückführen.

Die Akkumulationszeiten der Flüsse des Alpenvorlandes stellen sich unter diesem Gesichtspunkte als wesentlich andere Phasen der Thalgeschichte dar, als bisher angenommen. In der Regel steigen die jüngeren Felder nicht bis zu den Höhen der älteren an; die Summe des während der Schotterakkumulation abgelagerten Materiales

ist daher geringer als die des gleichzeitig durch seitliche Erosion entfernten. Wir dürfen daher die Bildung unserer grossen Schotterfelder nicht als Beweis für ein Aussetzen der Erosion überhaupt, sondern lediglich für eine Änderung in der Erosionsrichtung betrachten. Die Tiefenerosion, welche schmale Einschnitte liefert, war ersetzt durch Seitenerosion, welche breite Thäler herstellt, und gleichzeitig wurden die Sohlen derselben aufgeschüttet, jedoch im allgemeinen nicht bis zum Überfliessen.

Verhältnis zwischen Breite und Tiefenlage der Felder.

Dort wo im Bereiche der Iller-Lech- und der Traun-Ennsplatte sowie zwischen Pielach und Traisen, alle vier Schotter entfaltet sind und die jüngeren im allgemeinen tiefer liegen als die älteren, nehmen diese gewöhnlich grössere Areale ein als jene. Die Felder der jüngeren Decke sind breiter als die der Hochterrasse und diese, falls wir sie uns im Bereiche der Niederterrassen rekonstruiert denken, breiter als die letzteren. Es findet die Wechselbeziehung zwischen Tiefenlage und Breite der Schotterfelder statt, die wir theoretisch zu erwarten haben. Die relativ geringe Breite der Niederterrasse ist bedingt durch die Erschwerung der Seitenerosion infolge der Höhe des umgebenden Geländes.

Die hier ausgeführten Ansichten über das Verhältnis der Seitenerosion zur Thaltiefe und Gehängebeschaffenheit findet sich kurz ausgesprochen bei Hugh Miller (River-Terracing. Its Methods and their Results. Proceed. Roy. Phys. Soc. Edinburgh. VII. 1883. S. 263). Er schreibt (S. 299): die Schnelligkeit der Seitenerosion (Planation Gilberts) hängt sichtlich von der Höhe und Beschaffenheit der Ufer ab.

Unsere obige Schlussfolgerung besteht nur dann zu Rechte, wenn die Entwickelung der Terrassen keine symmetrische ist. Wenn die Niederterrassen genau in der Mitte der Hochterrassen und diese in der Mitte der jüngeren Deckenfelder eingesenkt wären, so würde die Breite der Terrassenfelder nur mit ihrem senkrechten Abstande je voneinander, nicht mit ihrer Tiefe unter der Deckenfläche wechseln. Aber eine solche symmetrische Anordnung treffen wir nirgends. Liegt in einem Thale die Niederterrasse rechts, so haben wir die Hochterrasse links (Unteres Traunthal) oder umgekehrt (Wertachthal, Schärdinger Trichter); fast nie haben die beiden jüngsten Terrassen ihren Raum bloss auf Kosten der nächst älteren, sondern meist auch auf Kosten des ältesten Schotters erworben; seine Höhenlage ist daher für ihre Entfaltung bedeutungsvoll. Wie selten die symmetrische Terrassenentwicklung ist, geht am deutlichsten daraus hervor, dass sie in keinem einzigen unserer Querprofile vorkommt; wäre sie häufiger, so würde das Vorhandensein von vier stufenförmig nebeneinander gelegenen Schottern in Schwaben wohl längst erwiesen worden sein.

Ursachen für die deckenförmige Ausbreitung.

Führen uns die in einander geschachtelten Schotterfelder der einzelnen Platten die gegenseitigen Beziehungen zwischen Tiefenlage und Breite verschütteter Thäler vor Augen so zeigt uns die schiefe Ebene von München, dass das Niederterrassenfeld nicht notwendigerweise das schmälste, und die deckenförmige Verbreitung nicht eine besondere Eigentümlichkeit des ältesten Schotters zu sein braucht. Es kann jeder Schotter deckenförmig ausgebreitet sein, wenn dazu die Vorbedingungen gegeben sind, nämlich ein geringes Ausmass der vertikalen Gliederung seines Ablagerungsgebietes. Erkannten wir doch in dem Mangel tiefer eingeschnittener Thäler im Bereiche der älteren Schotter um München die Ursache für die deckenförmige Lagerung des jüngsten. Darin haben wir aber auch nach dem oben Ausgeführten den Grund für das deckenförmige Auftreten des ältesten zu suchen. Wenn dieser auf dem Alpenvorlande in allen Schottergebieten so regelmässig deckenförmig gelagert ist, dass er deswegen Deckenschotter genannt worden ist, so ist dies nur unter der Annahme erklärlich, dass sich zur Zeit seiner Ablagerung vor den Alpen weite Flächen fast ebenen Landes erstreckten, über welche der Deckenschotter unter gleichzeitiger Wegwaschung der kleineren Aufragungen leicht ausgebreitet werden konnte.

Die präglaciale Landoberfläche. Anstieg gegen die Alpen in Österreich.

Die Lagerung des älteren Deckenschotters gewährt uns einen Einblick in die Oberflächengestaltung des Alpenvorlandes zur Zeit vor seiner Ablagerung, und da er die älteste Bildung quartären Alters und fluvioglacialer Entstehung ist, die wir fanden, so ist damit ein Ausblick auf die präglaciale Topographie gewonnen, die sonst fast allenthalben verändert oder zerstört ist: in den Gletschergebieten durch die Thätigkeit des Eises, sonst durch die Thätigkeit der Flüsse, allgemein durch Krustenbewegungen.

Versuchen wir uns an der Hand des älteren Deckenschotters die Hauptzüge der präglacialen Gestaltung unseres Gebietes und deren seitherige Veränderungen zu vergegenwärtigen, so können wir von der weiteren Umgebung von Wien ausgehen, wo wir seiner Sohle 20—30 m über der Donau begegnen. Kaum höher treffen wir sie im Traisengebiete über dem Flusse. Darnach erscheint uns am Nordosteck der Alpen die Bodengestaltung zu Beginn des Eiszeitalters nicht wesentlich anders als gegenwärtig. Die Donau und ihr letzter grösserer alpiner Nebenfluss in Niederösterreich waren fast so tief eingeschnitten wie heute; ihre ganze seitherige Leistung an Tiefenerosion beläuft sich auf rund ein viertel hundert Meter. Nun treten wir ein in den Durchbruch der Wachau. Bei Melk sehen wir den älteren Deckenschotter nur wenig höher als bei Krems. Es hat sich also auch der Durchbruch nicht bedeutend vertieft, er ist im grossen und ganzen präglacial. Weiter gehen wir zunächst an der Ybbs aufwärts; nahe an ihrem Austritte aus dem Gebirge liegt die präglaciale Oberfläche fast 50 m über ihrem Spiegel, die seitherige Erosion ist hier also etwas beträchtlicher als um Wien. Dann begleiten wir die Donau durch die Enge von Grein und finden oberhalb derselben bei Wallsee die Deckenschottersohle bereits 60 m über dem Flusse; darin vollzieht sich bis gegen Linz hin kein wesentlicher Wechsel. Wir haben es also auch hier mit einer stattlicheren Erosionsleistung bis zur Gegenwart zu thun, als um Wien, Wandern wir an Enns und Traun aufwärts, so sehen wir die Deckenschottersohle gegen das Gebirge hin rasch ansteigen; bei Steyr liegt sie 90 m, oberhalb Garsten bereits 100 m über dem heutigen Wasserspiegel und noch höher werden wir Anzeichen von ihr im Innern des Gebirges begegnen. Am Buchenberge bei Vöcklabruck ferner beobachteten wir sie in 480 m Höhe, das ist zwar nur 70 m über der Ager an seinem Fusse, aber 58 m über dem Spiegel des Traunsees und 15 m über dem des Attersees, 249 m über dem Boden des ersteren, 186 m über dem des letzteren; die obere Kante unseres Schottervorkommens liegt etwa so hoch wie der Spiegel des Hallstätter Sees, und seine Sohle 107 m über dessen Boden. Bis tief hinein in die Alpen liegen hier die Thalböden unter der präglacialen Oberfläche an ihrem Fusse; denken wir uns dieselbe in das Gebirge hinein mit ähnlichem Ansteigem fortgesetzt, wie wir ihn auf dem Vorlande hatten, so bleiben wir durchweg über den Böden der Hauptthäler und erreichen die Thalsohlen nur in den kleinen Nebenthälern.

Hebung im boischen Massiv.

Oberhalb der Traun-Ennsplatte hatten wir beim Eintritte der Donau in den Passauer Durchbruch den älteren Deckenschotter nur in 35 m Höhe über dem Strome zu gewärtigen. Kaum höher kann er, nach dem Vorkommen von Geinberg zu urteilen am Ende des Schärdinger Trichters über dem Inn angesetzt werden. Die Erosionsleistung des Flusses seit Beginn der Glacialzeit ist beim Eintritte in das boische Massiv nur unbedeutend grösser als bei seinem Austritte aus demselben, während sie in der Mitte des Durchbruches bei Linz erheblich grösser erscheint. Wir bringen dies Ver-

hältnis in der nebenstehenden Zeichnung (Abb. 21) zur Darstellung. Sie führt uns vor Augen, dass die Sohle des Deckenschotters zwischen Passau und Linz, nach unserm jetzigem, noch lückenhaftem Stande unserer Kenntnis zu urteilen, ein um 30 m geringeres Gefälle als der Fluss, nämlich nur 12 m, also 0,13 ‰ besitzt[1]). Dies minimale Gefälle liegt oberhalb eines weit stärkeren. Von Wallsee bei Melk ist das der Oberfläche des Deckenschotters 1,1 ‰ und dies gilt auch für seine Sohle. Wir haben es daher in der Donauenge mit einem ähnlichen Gefällsknick des älteren Deckenschotters zu thun, wie wir ihn an unserm Flusse bereits am Nordsaume der Iller-Lechplatte kennen gelernt haben. Hier wie da können wir ihn nur durch Annahme einer Dislokation erklären, und zwar durch die einer Hebung von 30—40 m im südlichsten Teile der boischen Masse unfern Linz.

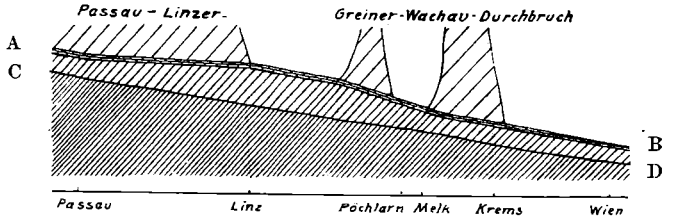


Fig. 21. Längsschnitt des Donaudurchbruches durch das boische Massiv.
AB Höhenlage des Deckenschotters, CD heutiges Strombett. Weit schraffiert präglaciale Erosion, enger schraffiert Erosion des Eiszeitalters, ganz eng schraffiert das unzerthalte Massiv.

Anstieg gegen die Alpen in Schwaben.

Erst im Bereiche der Iller-Lechplatte treffen wir den Deckenschotter in ausgedehnterem Umfange wieder. Sehen wir ab von dem Gebiete, wo er nach der Höhenlage seiner Oberfläche Schichtstörungen erlitten hat, so finden wir seine Sohle durchschnittlich 40—50 m über der Donau, also wenig höher wie bei Krems, aber dann steigt sie alpenwärts viel rascher an als die Flüsse; am Südrande der Platte längs der Eisenbahnlinie von Kempten nach Kaufbeuren begegnen wir ihr durchschnittlich in über 800 m Höhe, also 150 m über dem benachbarten Spiegel der den Alpen entströmenden Flüsse, und höher als deren Austritt aus den Alpen. Am südlichsten Vorkommnisse der Decke, bei Wagegg sind wir noch 25 km Luftlinie vom Ausgange des Illerthales bei Immenstadt entfernt, aber ihre Sohle liegt 80 m höher; 30 km trennen die südlichsten Deckenschottervorkommnisse bei Kaufbeuren vom Lechthale bei Füssen, und ihre Sohle liegt 20 m höher als die des letzteren.

Allerdings spricht der rasche Anstieg des älteren Deckenschotters südlich der Linie Memmingen-Buchloe dafür, dass er hier eine Aufwölbung erfahren hat. Aber auch wenn wir von derselben absehen und uns seine Sohle so sanft und allmählich bis in die Alpen hin ansteigen denken, wie dies nördlich der genannten Linie der Fall ist, so kommen wir auf 850 – 900 m Meereshöhe; also wieder hoch über die Sohlen der grossen Thäler. Es wiederholt sich also hier dieselbe Erscheinung, die wir im Bereiche der Traun-Ennsplatte kennen gelernt haben. Die präglaciale Landoberfläche liegt wieder

1) Roman Hödl hat den Decken-, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter durch den Donaudurchbruch verfolgt. Vgl. Tagblatt der 66. Vers. deutscher Naturf. u. Ärzte. Wien 1894. S. 371. Seine Beobachtungen sind noch nicht veröffentlicht.

hoch über dem Ausgange der Alpenthäler, und deren Sohlen befinden sich bis tief in das Innere des Gebirges hinein unter ihr. Dies deutet auf grosse, hier stattgefundene Veränderungen, die jedoch nicht auf die Alpen beschränkt waren; denn bereits vom Südrande der Iller-Lech-Platte, 25—30 km vom Fusse des Gebirges entfernt, liegt im Moränengebiete das Alpenvorland unter der präglacialen Oberfläche. Darnach erscheint uns der Moränensaum als die Grenze von Veränderungen in der Oberflächengestalt, die während der Eiszeit von statten gegangen sind.

Ebene Denudationsflächen im Alpenvorland.

Bevor wir daran gehen, diese Veränderungen nach Art und Umfang kennen zu lernen, müssen wir uns in den besser studierten Gebieten mit den charakteristischen Zügen der präglacialen Oberflächengestaltung und der Art ihrer Veränderung vertraut machen. Erstere bestehen vor allem in den grossen, fast ebenen Oberflächen im Vorlande der Alpen, welche bei einer Schotteranhäufung leicht vollständig abgeebnet und überschüttet werden konnten. Der Gedanke, dass sie die ursprüngliche Oberfläche des Miocäns des Alpenvorlandes darstellten, muss rasch von der Hand gewiesen werden, denn die Sohle des älteren Deckenschotters verläuft diskordant zu den Schichtflächen des Miocäns Wir sehen dies am besten im Bereiche der Iller-Lechplatte. Sie ist im wesentlichen gebreitet über das kontinentale Mittelmiocän, die obere Süsswassermolasse. Im Nordwesten aber greift sie auch auf deren Liegendes über und erstreckt sich über die brakischen Kirchberger Schichten, im Rissthale sogar über die Meeresmolasse. Sie schneidet also die Ausbisse des muldenförmig gelagerten, subalpinen Miocäns ab. Ebenso schneidet die Sohle des Deckenschotters bei St. Pölten diskordant die schräge gestellten Schlierschichten ab. Sie entspricht also nicht einer Schichtoberfläche des subalpinen Miocäns, sie ist keine Aufschüttungs- sondern eine Abtragungsfläche.

Subaërile Entstehung. Peneplaine.

Dass diese Abtragungsfläche teilweise durch seitliche Erosion während Ablagerung des Deckenschotters entstanden ist, haben wir bereits auseinandergesetzt; manche Einzelheiten in ihrem Verlaufe, kleine Auswaschungen im liegenden Miocän mögen dabei entstanden sein. Aber die grossen Züge ihres Verlaufes müssen vorher geschaffen gewesen sein, da sonst unmöglich die Schotterverbreitung eine so grosse geworden wäre, und die Entstehung dieser grossen Züge soll uns beschäftigen. Wir müssen davon absehen, sie in ähnlicher Weise zu erklären, wie die breiten Sohlen unserer Schotterfelder, da wir keine Spuren jener Flussanschwemmung haben, bei deren Ablagerung sie durch Seitenerosion entstanden ist. Trotzdem kann kein Zweifel darüber sein, dass sie im wesentlichen eine subaërile Bildung ist; an marine Abrasion ist nicht zu denken: die letzte Meeresbedeckung des Landes war vor Ablagerung des kontintenalen Miocäns, das abgeebnet vor uns liegt. Wir können daher nur annehmen, dass die fast ebene präglaciale Oberfläche im Bereiche des Deckenschotters, eine typische Peneplaine im Sinne von W. M. Davis, im wesentlichen auf dem Wege subaëriler Abtragung, also durch Denudation entstanden ist, indem die Flüsse nicht mehr einzuschneiden vermochten, während die Riedel zwischen ihnen allmählich abgetragen wurden, so dass schliesslich eine weite nur sanft wellige Landschaft vorlag. Es hatte auf grossen Teilen des Alpenvorlandes die Denudation nahezu das Endziel ihrer Thätigkeit erreicht, die Thalbildung war in das greisenhafte Stadium ihres Zyklus getreten.

Vorwiegender Mittelgebirgscharakter der Alpen während der Präglacialzeit.

Ein solcher Zustand auf dem Alpenvorlande ist nicht vereinbar mit der Nachbar-

schaft eines Gebirges vom Charakter der Alpen, in welchem lebhafte Zerstörungsprozesse von statten gehen, wo die Flüsse reichlich beladen werden mit reichlicher Schuttlast, die sie beim Austritte aus dem Gebirge verlieren müssen. Alle Geröllbildungen des Alpenvorlandes sind entweder jünger als die Abebnungsflächen, wie unsere vier fluvioglacialen Schotter, oder sie sind älter, wie die mittel- und obermiocänen Kiese.[1]) Eine ganze Stufe, die des Pliocäns fehlt, sie ist nicht zur Entwickelung gekommen, offenbar weil zur Zeit ihrer Entstehung das gesamte Land Zerstörungsvorgängen unterworfen war. Ein fast ebenes Vorland von der Art einer Peneplaine setzt ein benachbartes Gebirge voraus, in welchem die Zerstörungsvorgänge nicht mehr mit grosser Lebhaftigkeit von statten gehen. Es braucht zwar keineswegs im gleichen formalen Stande der Herausbildung sich zu befinden, wie das Vorland, aber in Bezug auf die Vorgänge muss die Verwandtschaft zwischen beiden vorhanden sein, dass im Gebirge ebenso wie im Vorlande die ganze Summe des entstehenden Schuttes durch die Flüsse abgeführt werden kann. Neben einem Vorlande mit greisenhafter Thalbildung ist ein Gebirge nur mit ausgereiften Thälern und vorwiegenden Mittelgebirgsformen denkbar.

Das Auftreten präglacialer Verebnungsflächen im nördlichen Vorlande der Alpen nötigt uns auf einen gleichzeitigen vom heutigen sehr abweichenden Zustand des Gebirges zu schliessen. Seine Thäler können nicht so tief gelegen gewesen sein wie die heutigen, da diese tief unter dem Niveau der präglacialen Oberfläche liegen, es kann nicht so jähe Höhenunterschiede aufgewiesen haben wie heute, sein Thalgefälle kann nicht so viele Sprünge besessen, seine Kämme können nicht relativ so hoch aufgeragt haben wie jetzt. Es muss ausgeglichener in seinen Thälern, sanfter in seinen Höhen gewesen sein. Einen solchen Zustand würden wir rekonstruieren, wenn wir das Niveau der Deckenschottersohle uns in die Alpen fortgesetzt und die darunter fallenden Thalstücke ausgefüllt denken. Dann erhielten wir breite Thalsohlen ohne Stufen, zwischen denen sich die Kämme relativ minder hoch als gegenwärtig erheben würden. Wir werden bei Betrachtung des Gebirges feste Anhaltspunkte für die Annahme eines solchen Zustandes gewinnen. Vorerst haben wir die Veränderungen zu würdigen, welche die präglaciale Oberfläche in den Gebieten erfahren hat, in denen sie noch erhalten ist.

Veränderungen der präglacialen Abtragungsebenen.

Sie bestehen in einem regelmässigen Wechsel von Erosion und Akkumulation. Namentlich erstere bezeichnet einen tiefgreifenden Wechsel in der Thätigkeit der Alpenvorlandflüsse. Während letztere in der letzten Phase der Präglacialzeit so wirkungslos waren, dass die Thalvertiefung von der Abtragung der Riedel zwischen den Thälern beinahe eingeholt wurde, haben sie in der Quartärperiode hie und da eine ziemlich ansehnliche Tiefenerosion geleistet. Ihr Betrag nimmt von den Alpen hin nordwärts rasch ab und ist an der Donau mit der schon erörterten Ausnahme allenthalben ziemlich gleich gering. Eine derartige Abnahme der Erosionswirkungen in der Richtung flussabwärts ist charakteristisch für Flüsse, welche ihre Normalgefälle erreicht haben und

1) Wir folgen in der Gliederung des Miocäns den Arbeiten von Depérets (Sur la classification et le parallélisme du système miocène. Bull. Soc. géolog. de France (3. XXI. 1893. S. 170. Sur la succession stratigraphique des faunes de mammifères pliocènes d'Europe. Ebenda S. 524), dessen Auffassung im wesentlichen mit der v. Zittels (Handbuch der Paläontologie IV. 1893 S. 64, Grundzüge der Paläontologie 1894. S. 940) übereinstimmt. Als Mittelmiocän bezeichnen wir die Schichten mit Mastodon angustidens (Sansan), als Obermiocän die mit Mastodon longirostris (Eppelsheim), als Pliocän die mit Mastodon arvernensis.

nun stetig an der Abtragung des Landes arbeiten. Sie vertiefen ihr Bett im Oberlaufe am kräftigsten; allmählich wird ihre Leistung thalabwärts geringer, bis sie an einem oberhalb ihrer Mündung gelegenen Punkte gleich null wird.[1]) Unterhalb desselben beginnen sie zu akkumulieren. Wir haben ihn an der Donau erst im Unterlaufe zu erwarten; im Oberlaufe, den wir untersuchen, kann uns daher eine allenthalben verbreitete, thalabwärts abnehmende Erosion nicht überraschen.

Aber es handelt sich in unserem Falle nicht um ein Stromgebiet, welches kontinuierlich vertieft wird. Nachdem die Alpenvorlandflüsse lange Zeit so gut wie wirkungslos gewesen, begannen sie mit einem Male wieder thätig zu werden und zwar bald in der einen, bald in der anderen Richtung. Mit Wirkungen von Bewegungen der Erosionsbasis, deren Einfluss auf das Leben der Gerinne namentlich in den letzten Jahren mehrfach erörtert worden ist, haben wir es nicht zu thun; denn gerade an der Donau, welche für die von den Alpen kommenden Flüsse die Erosionsbasis abgiebt, treffen wir auf die kleinste Tiefenerosion und unbedeutendste Akkumulation, während wir theoretisch hier die grössten Wirkungen zu erwarten hätten. Unsere Aufgabe läuft daher im wesentlichen darauf hinaus, die Ursachen kennen zu lernen, welche die Flussthätigkeit bei fester Lage der Erosionsbasis zu verändern vermögen.

Änderungen der Flussthätigkeit bei fester Erosionsbasis.

Die Akkumulation haben wir bereits zu erklären vermocht. Sie steht unter dem Einflusse der Vergletscherung, welche die Flüsse mit Schotter überlasteten, so dass sie im oberen Donaugebiete auf Hunderte von Kilometern hin aufhörten, ihre Betten zu vertiefen, und sie aufschütteten. Wenn sie nun in den Zeiten zwischen den einzelnen Vergletscherungen einen völligen Wechsel ihrer Thätigkeit vollzogen und auf einmal in die Tiefe arbeiteten, so muss die Ursache, die sie bisher zu akkumulieren nötigte, aufgehört haben zu existieren. Es müssen die schuttbringenden Gletscher entweder ganz geschwunden oder, wie Brückner[2]) ausführte, von unsern Thälern durch Gebiete getrennt worden sein, in welchen ihre Flüsse sich der Schotterlast zu entledigen vermochten, wie es in den Seen heute geschieht. Welche Erklärung sich auch als die richtige erweisen wird, jedenfalls waren unsere Landschaften dem in grosse Entfernungen reichenden Einflusse der Vergletscherungen entrückt, was die Annahme eines bedeutenden Rückganges derselben nötig macht. Den Schotterterrassen glacialen Alters können wir interglaciale Thalbildung bei unverändert festliegender Erosionsbasis gegenüberstellen.

Ursachen der interglacialen Thalbildung.

Zu ihrer Erklärung bieten sich uns verschiedene Möglichkeiten. In erster Linie haben wir diejenigen ins Auge zu fassen, welche prinzipiell dasselbe besagen, wie die Annahme von Verschiebungen der Erosionsbasis. Ob sich der Punkt, welcher die Tiefenerosion reguliert, bewegt, und die oberhalb von ihm befindlichen Flussstrecken fest bleiben, oder ob hier Bewegungen eintreten und sich jener Punkt unverändert erhält, bedeutet für die Thätigkeit eines Flusses dasselbe, denn in beiden Fällen handelt es sich um Veränderungen im gegenseitigen Höhenabstande von Punkten seines Laufes. Wir vermögen die Erosionsbelebung der Alpenvorlandsflüsse durch die Annahme zu erklären, dass sich ihr Gebiet in der Richtung von der Donau gegen die Alpen zu erhöht hat.

1) Penck, Morphologie der Erdoberfläche 1894 I. S. 329.

2) Vergletscherung des Salzachgebietes S. 101.

Die Erhöhung selbst kann sich dabei auf ganz verschiedene Ursachen zurückführen. Sie kann bedingt sein durch Akkumulation oder durch Krustenbewegungen. Mit beiden Vorgängen haben wir zu rechnen. In den Glacialzeiten wurden unsere Schotterlandschaften durch Aufschüttung neuer Schottermassen erhöht und zwar an der Donau weniger als weiter rückwärts. Dadurch wurde die normale Gefällsentwickelung unserer Flüsse gestört; sie mussten erodieren, um auf ihr Normalgefälle zurückzukommen, und hörten damit auf, als sie die im Bereiche ihrer Betten aufgeschütteten Massen durchschnitten hatten. Aber unsere Vorlandflüsse begnügten sich nicht damit, sie schnitten auch mehr oder weniger tief in die Unterlage ein. Daraus erhellt, dass wir in den aufgeschütteten Massen nicht die alleinige Ursache der nach ihrer Ablagerung eingetretenen Tiefenerosion erblicken können.

In der Iller-Lechplatte lagert, wie wir gesehen, der ältere Deckenschotter nicht mehr ungestört, er steigt im Süden so steil an, dass wir hier eine Aufwölbung annehmen müssen. Selbstverständlich belebte sie die Thalbildung der Flüsse ihres Bereiches; wir sehen hier Iller und Lech viel tiefer unter der präglacialen Oberfläche des Landes als die anderen Gerinne unseres Gebietes. Aber wir können in dieser Aufwölbung nicht die allgemeine Ursache für die interglaciale Tiefenerosion im Alpenvorlande erblicken; denn sie ist lokaler Natur. Wir können sie längst der Enns nicht erweisen, gleichwohl hat diese, wie wir sahen, zwischen Anhäufung der Schotter machtvoll erodiert. Ferner lässt sich jene Hebung zeitlich begrenzen; sie betrifft nur den ältesten unserer vier Schotter; aber auch die drei jüngeren wurden von Iller und Lech bis unter ihre Sohlen herab zerschnitten.

Lokale Hebungen von der Art, wie wir sie kennen gelernt haben, genügen nicht zur Erklärung der allgemeinen Tiefenerosion, deren Spuren uns beschäftigen, und wir müssten, um letztere auf Hebung zurückzuführen, zur Hypothese einer allgemeinen Aufschwellung des Landes südlich der Donau, nämlich der Alpen und ihres Vorlandes oder wenigstens zur Annahme der Schrägstellung eines ziemlich breiten Streifens im Alpenvorlande bis an die Moränengebiete hin greifen.

Es bieten sich aber auch noch andere Erklärungsmöglichkeiten. Denselben Effekt wie die Erhöhung eines Gürtels nördlich der Alpen hat bei genügendem Gefälle der Flüsse auch die Erniedrigung des innerhalb des angenommenen Gürtels gelegenen Gebietes. Ob wir uns eine Zone erhöht, oder eine unmittelbar oberhalb von ihr gelegene erniedrigt denken, in beiden Fällen wird sich die Thalbildung im Bereiche der ersteren Zone beleben; denn diese bildet gleichsam einen Riegel, den die Flüsse zerschneiden müssen, um ihr Gefälle zu bewahren. Dabei kann jene Erniedrigung wieder durch endogene oder exogene Vorgänge bedingt sein. Sie kann verursacht sein durch eine Senkung oder durch eine Erosion eines anderen Mediums als das rinnende Wasser. Die Hebung der ganzen Alpen, die sich nach dem Vorlande hin austönt, oder nur die eines Vorlandsgürtels, ferner die Senkung der Alpen samt ihrem Thalsysteme bis in das Moränengebiet hinaus, endlich eine bedeutende Erosion in den Hauptthalfurchen des Moränengebietes in und ausserhalb des Gebirges: Alle diese Möglichkeiten können uns das Einsetzen der interglacialen Thalbildung erklärlich machen. Die endgültige Auswahl zwischen diesen Annahmen setzt die Untersuchung der Gebiete im Süden unserer Schotterlandschaften voraus. Jetzt können wir den Entscheid nur vorläufig durch Diskussion der bisher erhaltenen Ergebnisse zu gewinnen trachten.

Uns stehen zwei Gruppen von Folgerungen zur Verfügung. Die einen knüpfen

sich an das Studium der präglacialen Oberfläche, die anderen an das Einsetzen kräftiger Erosionen in den Interglacialzeiten. Die ersteren führen uns zu einer gewissen Vorstellung von der präglacialen Gestaltung der Alpen, die letzteren ergeben uns Möglichkeiten von Veränderungen darin. Untersuchen wir nun, welche von diesen Möglichkeiten uns die Umwandlung der präglacialen Konfiguration in die heutige erklärt, so finden wir, dass dies ungezwungen nur durch die Hypothese einer starken Erosion in den Hauptthälern der Alpen bis an die Grenze des Moränengebietes geschieht; denn sie allein erklärt uns die Vergrösserung der relativen Höhen und Vertiefung der Thäler, auf die wir im Gebirge seit Beginn des Eiszeitalters schliessen müssen. Die Annahme einer Senkung der Alpen, oder der Hebung eines Vorlandgürtels würde uns zwar die grosse Tiefe der Thäler, nicht aber die Zunahme der relativen Höhen, die Hypothese von einer Gesamterhebung des Gebirges zwar die Zunahme der relativen Höhen, nicht aber die tiefe Lage der Thalsohlen erklären.

Krustenbewegungen des Eiszeitalters.

Die normale Thalgeschichte unserer Schottergebiete ist mehrorts durch Krustenbewegungen gestört worden. Durch sie ist der ältere Deckenschotter Schwabens manchmal hoch über sein normales Niveau gekommen, was sich in den grossen Thaltiefen der betroffenen Stellen spiegelt, während er an anderen Stellen gesenkt erscheint und unter das Niveau jüngerer Schotter geraten ist. Am ausgedehntesten ist dies in der Münchener schiefen Ebene geschehen, wo wir an verschiedenen Stellen drei Schotter übereinander fanden, weswegen wir hier auf ausgedehnte Senkungen geschlossen haben. Gemeinsam ist allen diesen Dislokationen, dass sie mit einer sanften Herausbiegung des Schotters aus seinem Niveau beginnen, worauf er dann rasch in dasselbe zurückspringt. Am Südzipfel der Iller-Lechplatte geschieht letzteres, ohne dass die Kontinuität der älteren Decke zerrissen wird, was am Nordabfalle des Stauffersberges bei Welden und am Donaumoos nördlich Ehekirchen geschehen sein dürfte und auch im Isargebiete südlich von Wolfratshausen wahrscheinlich ist. In der Iller-Lechplatte haben wir nächst den Alpen eine Aufwölbung, an die sich nördlich Kaufbeuren eine Einbiegung zu knüpfen scheint; im Isargebiete treffen wir nächst den Alpen eine Einsenkung, die zwar in der Richtung der von Kaufbeuren streicht, aber von ihr durch Stellen getrennt ist, wo wir sie nicht nachweisen können.

Wir können deswegen nicht von einem regelmässigen Systeme von Mulden und Sätteln sprechen, sondern nur von einer Wellung des Schotterniveaus. Eingehendere Untersuchungen werden hier möglicherweise zu weitergehenden Ergebnissen führen; wahrscheinlich ist auch die S. 75 erwähnte mutmasslich tektonische Nordbegrenzung der Inn-Salzachplatte, höheren Alters. Jetzt lässt sich nur sagen, dass die quartären Krustenbewegungen, die wir kennen lernten, den Rändern des Alpenvorlandes parallel streichen, im Süden laufen sie an den Alpen, im Norden am Jura entlang.

Einfluss auf die Oberflächengestaltung.

Wenn wir nun auch einigen dieser Störungen ein nicht unbeträchtliches Ausmass zuschreiben können, so ist doch ihr Effekt auf die Oberflächengestaltung ein recht unbedeutender. Er äussert sich lediglich darin, dass die von ihnen betroffenen Riedel höher oder tiefer liegen als die ringsum befindlichen. Im Sohlengefälle der Thäler ist er ausserhalb des Gletschergebietes kaum zu erkennen. Da herrscht volle Regelmässigkeit, nicht einmal eine Gefällsänderung deutet sie hier an, von irgend einer Rückstauung der Thalsohlen oder gar einer Seebildung ist nicht die Rede. Man

möchte sagen, dass unsere Krustenbewegungen gelinde auftreten; ob dies in den benachbarten Alpen ebenso den Fall war, lässt sich bei den grossen strukturellen Differenzen von Vorland und Gebirge nicht ohne weiteres entscheiden. Wer die steil aufgerichteten Schichten der Alpen mit der flachen Lagerung im Vorlande vergleicht, wird gern geneigt sein, den Krustenbewegungen in den Alpen einen heftigeren Charakter zuzuschreiben, als wir ihn im Vorlande nachzuweisen vermochten. Aber wir dürfen nicht übersehen, dass die Zeit der letzten heftigen Dislokationen in den Alpen gegen und nach Ende der Miocänepoche war, und dass wir Beispiele genug dafür kennen, dass auf Epochen starker Krustenbewegungen Zeiten grosser Ruhe — wir denken an den karbonen Gebirgsbogen Mitteleuropas — gefolgt sind. Dazu kommt, dass wir keine Ahnung davon haben, wie die Oberflächengestaltung von Schichtkomplexen ist, die eine sehr starke Faltung erfahren. Nach den Experimenten von Bailey-Willis[1]) zu urteilen, besitzen Gebiete, die durch eine starke Zusammenpressung die sonderbarsten Schichtstörungen erlitten, gleichzeitig eine recht einförmige Oberfläche. Wir können daher nicht aus den schwachen Wellungen, welche unsere Schotterniveaus erfahren haben, unbedingt auf einfache Schichtstörungen in grosser Tiefe schliessen.

Veränderungen von Wasserläufen.

Hand in Hand mit der Aufschüttung ausgedehnter Schottermassen und der in den Zwischenzeiten erfolgenden Thalbildung, sowie den Krustenbewegungen gingen Veränderungen in der Richtung der Wasserläufe vor. Wir lernten solche an der Donau selbst kennen. Sie hat ihren Lauf durch das heutige Altmühlthal aufgegeben und ist bis auf kurze Strecken nun an die Grenze des Jura und Alpenvorlandes gerückt. Sie hat ferner, wie wir später sehen werden, einen alten Lauf durch den Jura zwischen Ehingen und Ulm aufgegeben. Andere Verbindungen zwischen den Platten haben aufgehört, nachdem sie, wie es scheint, nur zeitweilig bestanden, wie der Lauf der Enns nach Amstetten zur heutigen Ybbs. Mannigfaltige Verlegungen erfuhren die auf den einzelnen Platten sich entwickelnden Flussläufe. Wir haben sie namentlich auf der Iller-Lechplatte kennen gelernt.

Konstanz der Physiognomie der Schottergebiete.

Trotz allen diesen Veränderungen ist die Physiognomie unserer Schottergebiete seit Beginn der Quartärperiode ziemlich unverändert geblieben. Sie waren damals relativ tief gelegene, fast ebene Landschaften und tragen auch heute noch teils die Charaktere von Ebenen, teils von Platten mit grossen ebenen Oberflächenstücken, aber diese sind nicht mehr Gebilde der Erosion, sondern solche der Akkumulation. Die Form ist geblieben, aber ihr Inhalt hat sich geändert. Wie zu Beginn der Quartärperiode liegen unsere Schottergebiete im allgemeinen tiefer als die umgebenden Tertiärlandschaften. Nur die Iller-Lechplatte überragt letztere an einigen Stellen. Ihre Decke von groben Schottern hat sie vor der Abtragung geschützt, welche die ursprünglich wahrscheinlich nur wenig höheren, aus wenig widerstandsfähigem Materiale zusammengesetzten Tertiärgebiete stark erniedrigte. Die Geringfügigkeit aller dieser physiognomischen Veränderungen der Schottergebiete steht in bemerkenswertem Gegensatze zu den sehr erheblichen, auf welche wir in den südlich angrenzenden Moränengebieten und im Gebirge folgern müssen. Die präglacialen Alpen erscheinen uns viel mehr mittelgebirgsartig als die heutigen; ihre Thäler waren nicht so tief, ihre Kämme relativ nicht so hoch. Die Entwicklung

1) The Mechanics of Appalachian Structure. XIII. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey. II. 1893. S. 217.

ihrer Hochgebirgsscenerie fällt teilweise wenigstens in die Zeit, in welcher die Schottergebiete unverrückt sich als Ebenen oder Platten erhielten.

Geomorphologische Korrelation.

Angesichts dieser Divergenz unserer Ergebnisse über die morphologische Entwickelung zweier Nachbargebiete rufen wir uns die Argumente in Erinnerung zurück, die uns zu unseren Schlussfolgerungen führten. Wir gingen aus von der durch zahlreiche Beobachtungen erwiesenen Thatsache, dass in einem Flussgebiete eine gewisse Beziehung in den Gestaltungsvorgängen der einzelnen Teile stattfindet. Unmittelbar oberhalb von Stellen, wo ein Fluss wirkungslos über das Land hinweggeht, können nicht namhafte Zerstörungen stattfinden, denn die dabei entstehenden Trümmer verlangen zunächst Wiederablagerung in der Nachbarschaft. Wir sehen das am deutlichsten in den Alpen. Die Wildbäche lagern ihr Trümmerwerk bereits im Gebirge wieder ab und bauen ihre mächtigen Schuttkegel in dessen Thälern auf. Wie wir neben einem Thale ohne Schuttkegel keine ausgedehnten wunden Stellen des Geländes uns vorstellen können, die viel Trümmerwerk liefern, so können wir uns neben einem Vorlande, über das die Flüsse der benachbarten Erhebungen wirkungslos hinweg fliessen, kein ausgedehntes Hochgebirge von alpinem Typus denken. Von der Wirkungslosigkeit der präglacialen Flüsse auf dem Alpenvorlande überzeugten uns aber die weit ausgedehnten fast ebenen Flächen, über welche sich dann der ältere Deckenschotter so leicht ausbreiten konnte. Solche weite Gebiete subaëriler Zerstörung, die des Wechsels von Berg und Thal nahezu gänzlich entbehren hat William M. Davis mit glücklichem Griffe als greisenhafte bezeichnet. Wir können uns in ihnen keine lebhafteren Vorgänge abspielend denken als die allmähliche, nahezu gleichmässige, äusserst langsame Abtragung des Landes. Wenn sich solche Gebiete wie im Bereiche der Iller-Lech- und Traun-Ennsplatte quer durch ein Gebirgsvorland hindurch gerade vor dem Ausgang grösserer Thäler erstrecken, dann müssen wir auch annehmen, dass aus letzteren heraus wirkungslose und nicht lebhafte, schuttbeladene Flüsse kamen. Unsere Betrachtung wird hier geleitet von der Erfahrung, dass sich bestimmte Landschaftsformen an die einzelnen Phasen der Flussthätigkeit knüpfen, so dass wir von dieser auf jene und umgekehrt schliessen können.

Wir verwendeten bei unserer Argumentation die Thatsache, dass es in den Flussgebieten eine Korrelation der Vorgänge und Formen und eine solche einzelner Teile untereinander giebt. Dadurch konnten wir von den uns aus einer bestimmten Zeit erhaltenen Formen gewisser Teile des Alpenvorlandes auf die zugehörigen der Alpen schliessen. Wir schlugen also bei unseren Folgerungen dieselben Verfahren ein, die auf Grund der vergleichenden Morphologie von Tieren und Pflanzen speziell in der Paläontologie vielfach verwendet werden, und die besonders bei Betrachtung der fossilen Wirbeltiere eine grosse Rolle spielen. Wie man aus einzelnen Knochen auf ein ganzes Tier, und aus Einzelheiten in deren Gestalt auf die Muskulatur desselben zu schliessen vermag, so kann man auch aus gewissermassen fossil gewordenen Oberflächenformen auf die dazugehörigen geographischen Zustände folgern. Dieser von uns bei unserer Betrachtung der Schottergebiete des Alpenvorlandes vielfach benutzte Weg ist bisher noch nicht häufiger eingeschlagen worden. Wir werden daher sehen müssen, ob die Ergebnisse, zu denen er führte, sich als stichhaltig erweisen. Dazu wird die Betrachtung des Moränengebietes und des angrenzenden Gebirges Gelegenheit bieten.

II. Kapitel.

Die Moränengebiete des nördlichen Alpenvorlandes und des angrenzenden Gebirges.

Allgemeiner Aufbau. Jung- und Altmoräne, innere und äussere Moränen. Löss. Die Grösse der Gletschergebiete. Abhängigkeit von der Gestaltung der benachbarten Alpen. Gang der Betrachtung.

Allgemeiner Aufbau: Jung- und Altmoräne, innere und äussere Moränen.

In den voralpinen Moränengebieten gewähren morphologische Kennzeichen eine erste Orientierung. Wir treffen einerseits Moränen, welche die Formen glacialer Aufschüttung deutlich zur Schau tragen, indem sie uns als kuppige Endmoränenwälle oder als mehr oder weniger langgedehnte Drumlinrücken entgegentreten. Wir begegnen anderseits Moränen, die sich nur durch ihr Material als solche zu erkennen geben, aber oberflächlich regelmässig abgeböscht sind wie Gebiete, die langanhaltender subaeriler Erosion ausgesetzt gewesen sind. Hier regelmässige Entwässerung durch Furchen mit normalem Gefälle, dort unentwickelter, vielfach gehemmter Abfluss: zwischen den Hügeln Moore oder kleine Seen. Die neueren Spezialkarten bringen den Gegensatz der Form zwischen den Jung- und den Altmoränen zum Teil in sehr charakteristischer Weise zum Ausdruck. Allenthalben hebt sich der Gürtel der Jung-Endmoränen durch seine zusammenhängenden Wälle scharf hervor. Er läuft nur ausnahmsweise an der äussern Grenze des Moränengebietes entlang; in der Regel ist er in einige Entfernung von dessen Saum gerückt. Dadurch wird eine fast allenthalben klar durchführbare räumliche Trennung der Jung- und Altmoränen bewirkt. Diese bilden einen Gürtel äusserer Moränen um die inneren herum. Wie in den Schottergebieten sind die jüngeren Ablagerungen in die älteren eingeschachtelt. Aber diese Ähnlichkeit ist nur eine oberflächliche. Die Einschachtelung der jüngeren fluvioglacialen Schotter in ältere ist durch die zwischen ihrer Ablagerung erfolgte Thalbildung bedingt, die Einschachtelung der jüngeren Moränen als innere in die älteren als äusseren ist aber dadurch verursacht, dass die letzte Vergletscherung nicht so weit reichte, wie die ihr vorangehende, dass die Würm-Eiszeit nicht so intensitiv war wie die Riss- und stellenweise die Mindel-Eiszeit. Ganz verschiedene Ursachen sind für die Ineinanderschachtelung der Schotter und für die der Moränen massgebend. Da diese Ursachen nicht überall in gleicher Weise wirksam zu sein brauchten und in der That auch nicht immer wirksam waren, weil an vielen Stellen eine Thalbildung zwischen den Epochen der Schotteranhäufung nicht möglich war, so dürfen wir ihre Folgeerscheinungen auch nicht allenthalben vereint erwarten. Es ist nicht notwendig, dass die Schotter gleich den Moränen ineinander geschachtelt lagern müssten.

Löss.

Der Gegensatz zwischen den Altmoränen und den inneren Jungmoränen wird dadurch noch verstärkt, dass jene nicht nur mit ihren stark erodierten Oberflächenformen unmittelbar an diese anstossen, sondern dass sie in der Regel von einer mehr oder weniger mächtigen Decke von Lehm oder von Löss verhüllt sind. Dieselbe reicht bis hart an die Jungmoränen heran, erstreckt sich aber nirgends über sie hinweg, sondern setzt sich, wenn auch nur in einzelnen wenigen Fällen, unter sie fort. Wir haben uns daher die Zeit, welche zwischen der Bildung der Alt- und der Jungmoränen verstrich, als ziemlich lang vorzustellen; denn in ihr wurden die Altmoränen zunächst erheblich abgetragen und abgeböscht, worauf die Lössbildung eintrat. Sie folgte also nicht unmittelbar der

Ablagerung der Altmoränen, sondern ist von ihr durch eine Zeit kräftiger Denudation getrennt. Hierdurch wird der Löss ebenso scharf abgehoben von den glacialen Bildungen, wie er sich bei näherer Betrachtung von den fluvioglacialen sonderte, und es wird seine Entstehung gänzlich losgeschält von der der eizseitlichen Ablagerungen. Als interglaciale Bildung liefert er uns durch seine Verbreitung gelegentlich ein Mittel zur scharfen Trennung der Jung- und Altmoränen; aber in den letzteren die Bildungen verschiedener Eiszeiten zu sondern, ist weder durch ihn noch durch blosse Würdigung der Oberflächenformen möglich. Wollen wir die Beziehungen der Altmoränen zu den einzelnen älteren Vergletscherungen feststellen, so müssen wir ausgehen von den Schotterstufen, die wir bereits unterschieden haben.

Die Grösse der Gletschergebiete.

Ist der Aufbau des einzelnen Gletschergebietes im wesentlichen bestimmt durch die Intensität der aufeinanderfolgenden Vergletscherungen, so sind ihre Verschiedenheiten untereinander bedingt durch die Grösse und die Art der Entwickelung jener Eisströme, denen sie ihre Entstehung danken. Hier kommen rein orographische Momente voll zur Geltung. Da ein hohes Gebirge grösseren Gletschern Ursprung giebt als ein niederes, so wird die Erhebung des Hinterlandes massgebend für die Vergletscherung des Vorlandes. Soweit die Zentralalpen über 3000 m Gipfelhöhe haben, ist das Vorland vereist gewesen, und wo im Ennsgebiete ihr Kamm unter jenes Niveau sinkt, sind die Gletscher nur stellenweise aus den Alpen herausgetreten. Die Vergletscherung des Vorlandes wird ferner beeinflusst durch die Grösse der zu ihm sich ziehenden Thäler und durch den gegenseitigen Abstand derselben. Vor den Mündungen der grossen, aus dem Innern des Gebirges kommenden Thäler entfaltete sich bei sonst gleichen Umständen eine grössere Vergletscherung als vor denen der kleineren, in den Kalkalpen wurzelnden Furchen. Vor dem Innthale und dem Salzachthale treffen wir daher grössere Moränengebiete als vor dem Iller- und Lechthale, und vor jenen Kalkalpenthälern, die zur grossen nördlichen Längsthalflucht geöffnet sind, dehnt sich das Moränengebiet weiter aus als vor den stark abgeschlossenen. Daher finden wir vor den verschiedenen Ausgängen des Isargebietes der nördlichen Kalkalpen, das zwei grosse Öffnungen gegen Süden hat, erheblich weiter ausgedehnte Moränenmassen als vor dem Lech- und Illerthale, und vor diesen war die Gletscherentwickelung grösser als vor den kleinen Thälern der Mangfall und der Schlierach, trotzdem die letzteren, allerdings nur unbedeutend, nach dem Längsthale des Inn hin geöffnet sind. Wo endlich, wie im Isargebiete, bedeutende Thalmündungen sich dicht nebeneinander drängen — wir zählen deren 4 auf eine Entfernung von 45 km —, da konnten sich die ihnen entströmenden Eismassen auf dem Vorlande nicht so frei ausbreiten wie dort, wo nur alle 30 km eine grössere Thalmündung zu verzeichnen ist; sich gegenseitig an seitlicher Verbreitung hindernd, drängten sie sich nebeneinander vorwärts und erstreckten sich daher weiter als ihre Nachbarn. Sie wuchsen 65 km weit ins Vorland hinaus.

Abhängigkeit von der Gestaltung der benachbarten Alpen.

Es besteht allenthalben eine enge Beziehung zwischen der Vergletscherung des nördlichen Vorlandes der Ostalpen und der Gestaltung der jeweils benachbarten Teile des Gebirges; es gelingt unschwer, die zahlreichen einzelnen Unterschiede in der Ausdehnung der Vergletscherung zu erklären, und umgekehrt aus der Ausdehnung eines Thalgebietes in den Alpen sowie der Höhe seiner Umrahmung die Masse der zugehörigen Vorlandvergletscherung zu erraten. Bei solch inniger Beziehung zwischen Gebirgs-

charakter und Vorlandvergletscherung ist es von nicht zu unterschätzender Wichtigkeit, dass die einzelnen grossen oder kleinen, langgedehnten oder mehr gedrungenen Moränengebiete, mögen sie sich weit hinein erstrecken in das Gebiet der flachgelagerten, leicht zerstörbaren Vorlandschichten, oder mögen sie sich beschränken auf das Bereich der stärker gestörten und festeren subalpinen Ablagerungen am Alpenrande, allenthalben denselben Grundtypus des Aufbaues zeigen. Der Formenschatz des Alpenvorlandes steht in den Moränengebieten in weitgehender Unabhängigkeit von dessen Zusammensetzung und Struktur; er wird bestimmt durch die Gestaltung seines Hinterlandes, so etwa, wie der Kalk, den ein Wasserfall durch sein Aufschlagen bildet, in erster Linie bedingt wird durch die Kraft seines Gerinnes, also die Grösse und Höhe seines Einzugsgebietes.

Gang der Betrachtung.

Wir haben es in unseren Moränengebieten mit einer Art Projektion der Alpen auf ihr zugehöriges Vorland zu thun, und diese Projektion wird nirgends durch störende Momente beeinflusst. Hierin liegt die Bedeutung der oberdeutschen Moränengebiete im Vergleiche zu den benachbarten der Schweiz, wo sich die Vergletscherung an dem den Alpen vorgelagerten Juragebiete staute und die Individualität der einzelnen Gletscher verloren ging. Ihr Aufbau wird uns daher die wichtigsten Aufschlüsse für Beurteilung der vielumstrittenen Frage nach der Bodengestaltung durch Gletscher liefern. Wir wollen ihn im einzelnen kennen lernen und lenken den Blick I. und II. auf die Moränengebiete des Inn- und Salzachgletschers, welche beide sich bedeutend und frei auf dem Vorlande zu entfalten vermochten. Dann würdigen wir III. die Gebiete der ihnen benachbarten kleinen Gletscher. Hierauf wenden wir (IV.) unsere Aufmerksamkeit dem Bereiche des Isargletschers und (V.) seiner Nachbarn, des Iller- und Lechgletschers im Westen zu. Weiter würdigen wir (VI.) die nur teilweise auf das Vorland sich erstreckende Vergletscherung des Traun- und (VII.) des Steyr- und Ennsthales. Endlich werfen wir einen Blick (VIII.) auf die in den Alpen steckengebliebenen Gletscher des Kalkgebirges östlich vom Salzachthale. Eine Schlussbetrachtung (IX.) fast unsere Ergebnisse zusammen.

I. Der Inngletscher.

Grenzen und landschaftlicher Eindruck. Verknüpfung der Jungmoränen mit den Niederterrassenschottern. Schieferkohlen von Wasserburg und Ablagerung von Au. Das Wasserburger Profil. Verlauf und Höhe der Jung-Endmoränen. Oberflächen-Gefälle der Würm-Vergletscherung. Die Altmoränen. Riss-Moränen. Mindel-Moränen. Fossilfunde von Aschau am Inn im Liegenden des Löss. Altmoränen unter Jungmoränen. Interstadialer Schotter unter den Drumlin. Zentripetale und peripherische Entwässerung. Umwandlung der peripherischen in die zentripetale Entwässerung. Radialfurchen. Der erloschene See von Rosenheim. Der Mündungstrichter des Innthales. Rippung. Trogformen. Uebertieftes Innthal. Uebertiefung durch Erosion und ihr Ende im Rosenheimer Becken. Verhältnis der Thalübertiefung zur Vergletscherung, Stammbecken und Zweigbecken. Alte Deltas am Förchenbache und Biberhügel. Interglacialer See von Brannenburg. Geschichtliches.

Grenzen und landschaftlicher Eindruck.

Die gewaltigen Eismassen, welche dem Innthale entströmten, hatten weder zur Rechten noch zur Linken entsprechend grosse Nachbarn und konnten sich, wie unsere Karte Fig. 22 lehrt, unbeeinflusst durch solche fächerförmig auf dem Alpenvorlande ausbreiten. Zur Zeit ihrer grössten Ausdehnung reichten sie 65 km weit vom Alpenfusse bis an das Tertiärhügelland im Norden und schieden auf eine Breite von mehr als 40 km die Schotterflächen an der mittleren Isar von denen der Inn-Salzachplatte. Dabei traten sie im

Westen, wie es scheint, niemals mit Nachbareisströmen in Berührung, während sie im Osten auch noch zur letzten Eiszeit mit denen des Chiemsee-Thales zusammenstiessen. Ein weites, etwa 2300 qkm messendes Gebiet hat durch sie die charakteristischen Züge der Oberflächengestaltung aufgedrückt erhalten. Wir sehen hier Jungmoränen von solcher Deutlichkeit der Formen, dass Stark vermochte, lediglich nach orographischen Momenten im wesentlichen nach dem Studium der älteren Blätter des topographischen Atlas von Bayern die Grenzen der letzten Vergletscherung festzulegen. Die neueren Blätter bringen die Eigenheit der Oberflächenzüge hier noch viel markanter, und mit Ausnahme einiger heliographisch reproduzierter Blätter geradezu mustergültig zur Darstellung. Sie lassen neben der Jung-Endmoränenlandschaft auch die verwaschenen Züge des Altmoränengebietes unschwer erkennen. Sie zeigen ferner die Eigenart der Gestaltung des Zungenbeckens mit seiner vielfach zentripetal gerichteten Entwässerung. Noch deutlicher freilich tritt dieses Zungenbecken auf Höhenschichtenkarten hervor.

Es handelt sich um die Atlasblätter Erding O. u. W.; München O., Wasserburg W. u. O., Burghausen W., Wolfratshausen O., Rosenheim W. u. O., Traunstein W., von denen Burghausen W., Rosenheim O. und Traunstein W. in Heliogravüre ausgeführt sind, ferner um die Höhenschichtenkarte von Bayern des topographischen Bureau 1 : 250 000, Blatt 11 u. 14.

Wie deutlich nun auch die einzelnen Züge des Moränengebietes in der Natur und dementsprechend auf guten Karten hervortreten, so machen sie doch landschaftlich keinen besonders imposanten Eindruck. Der äusserste Jung-Endmoränenwall erhebt sich höchstens 50—60 m über das ihm vorgelagerte Niederterrassenfeld, und im Jung-Endmoränengürtel treffen wir meist nur Höhenunterschiede von 30—50 m. Sie werden um so geringer, je weiter wir in das Moränengebiet eindringen, und in dessen Mitte begegnen wir weit ausgedehnten ebenen Flächen. Wohl werden diese um 150—200 m von den höchsten Punkten der Moränenumwallung überragt, aber letztere befindet sich in so weiter Entfernung, dass der Vergleich mit einem Amphitheater nirgends so nahegelegt wird, wie in der Poebene. Dort imponieren die Moränengebiete der alten Gletscher durch das stattliche Ausmass ihrer Höhenunterschiede, während auf der Donauhochebene ihre grosse Horizontalverbreitung den charakteristischen Zug bildet. Dabei sind gleichwol die bewegten Massen, die fehlenden in den Zungenbecken und die abgelagerten in der Umwallung im Norden beträchtlicher als im Süden. Wir schätzen die mittlere Mächtigkeit der glacialen Ablagerungen im Moränengebiete des Inngletschers auf 70 m; ihr Volumen daher zu mehr als 160 cbkm.

Verknüpfung der Jungmoränen und Niederterrassen.

Eine Orientierung über die einzelnen Glieder des weiten Moränengebietes gewährt das Verhältnis zwischen den Niederterrassen und Jung-Endmoränen. Auf jenen aufwärts wandernd, erreichen wir diese und damit die Grenzen der letzten Vergletscherung Ungemein klar liegen die Dinge am Inn: Wir haben hier die Niederterrasse bereits bis ins Moränengebiet verfolgt; oberhalb Kraiburg begann sie rascher an zu steigen, gegenüber Gars sahen wir einen 30—40 m hohen Endmoränenwall ihr aufsitzen. Hier nun schliesst sich das Thal eng zusammen. War der Lauf des Inn bis hierher vielfach in breiter

Erläuterung zu nebenstehender Abbildung. Stammbecken: S Schliersee. R Rosenheim. Ch Chiemsee. R Reichenhall. Sa Salzburg. — Zweigbecken des Inngletschers: Ma Mangfall. G Glon. B Bruck a. d. Moosach. A Attel. R Rettenbach. Mu Murn. S Sims. — Zweigbecken des Salzachgletschers: T Teisendorf. W Waging-Taching. S Schönram. Ti Tittmoning. I Ibm. O Oichten. Tr Trummer- und Grabensee. S Seekirchner- od. Waller See. E Eugendorf.—Fr Freimoos.

Fig. 22. Karte des Inn- und Salzachgletschers. Massstab 1 : 700000.

Thalsohle verwildert, so ist er beim Austritte aus dem Gebiet des Jung-Endmoränen tief eingeschnitten; er durchmisst es in kräftig geschwungenen, tief eingesenkten Mäandern. Wir stehen gegenüber Gars (bayer. Atlasblatt Wasserburg O) auf einem grossartigen Übergangskegel, welcher Moränen und Schotter in inniger Verknüpfung zeigt (vergl. Profil Fig. 25 S. 134).

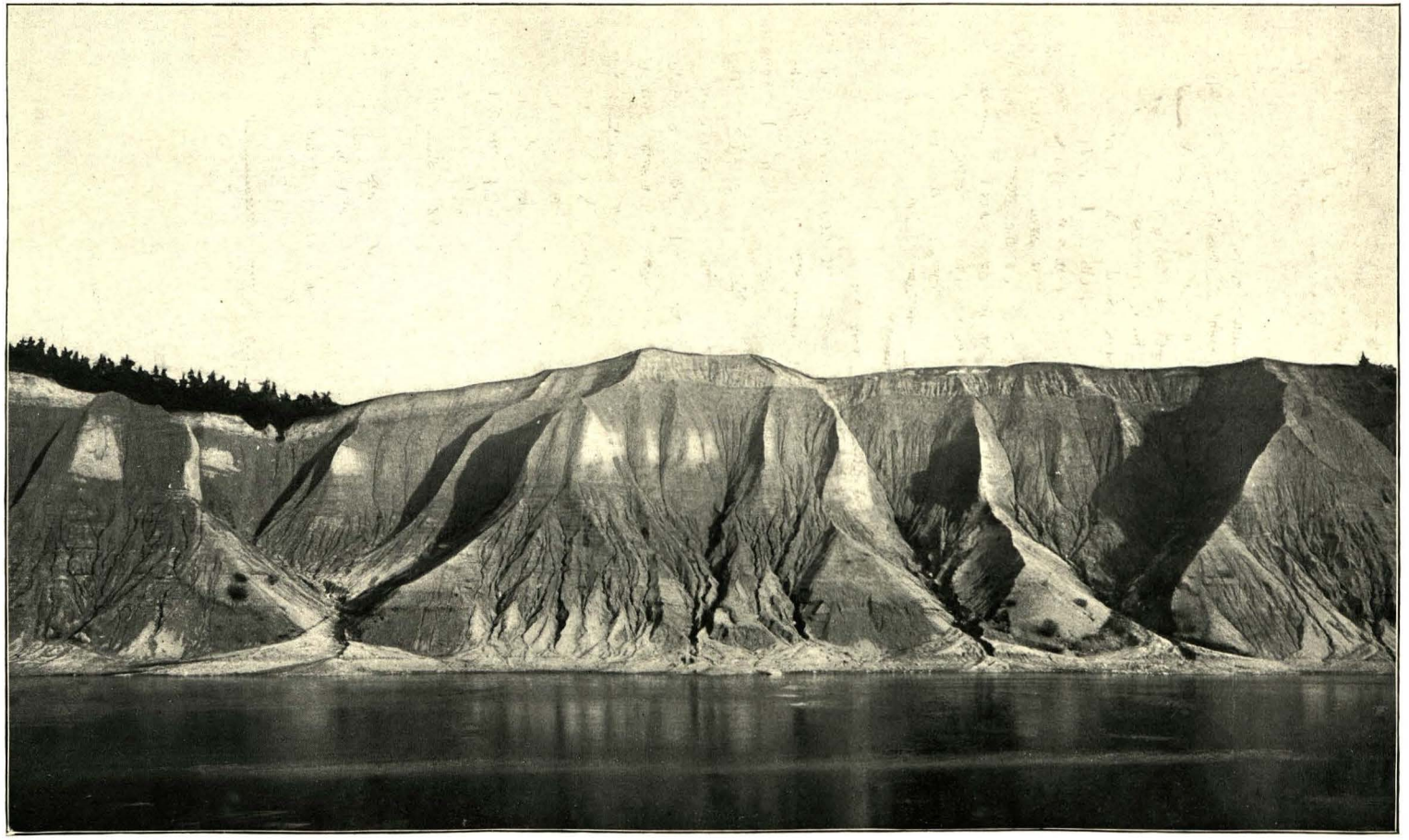
Dies liess der über 2 km lange Eisenbahnanschnitt zwischen der Station Gars und der kühnen Innbrücke bei Königswart, solange er noch nicht abgeböscht war, vorzüglich erkennen. Durch die ganze Länge des Aufschlusses zieht sich eine 5—10 m mächtige Moränenbank entlang, welche in 15—25 m Höhe über dem Bahnplanum (445—460 m) gelegen ist. Am Ostende der grossen Entblössung wird sie von gut geschichtetem Niederterrassenschotter unterteuft und bedeckt. Je weiter wir westwärts gehen, desto mehr Moränenbänke stellen sich im hangenden Schotter ein, und in diesem selbst finden sich gekritzte Geschiebe. Oberhalb des Bahnwärterhäuschens, unweit Km 38 der Bahn, beobachteten wir drei Moränenlager, von denen das oberste dem Endmoränenzuge angehört und sich durch eckiges Schuttmaterial auszeichnet, während die unteren geschiebereiche Grundmoränen sind. Am oberen Ende des Aufschlusses walten die Moränen vor, und es sind ihnen nur Schotter- und Thonlagen eingeschaltet, welche sich bald auskeilen und bald wieder neu einstellen. Es hört die Möglichkeit auf, irgend ein Lager weiter zu verfolgen. Einen ähnlichen Aufschluss bildet der tiefe Einschnitt des Urtelgrabens bei Gars, der am Aussenrande des Jung-Endmoränenzuges in einer von Niederterrassenschotter erfüllten Thalung einschneidend, Schotter und Moränen in schwer entwirrbarer Abwechselung erschliesst.

Schieferkohlen von Wasserburg und Ablagerung von Au.

Diese Verknüpfung des Niederterrassenschotters mit den Moränen beschränkt sich auf seine hangende Partie. Ihre unteren 50 m setzen sich noch weit in das Moränengebiet hinein fort. Wir verfolgen sie aufwärts längs der Windungen des Inns fast ununterbrochen bis Wasserburg, und dann in einzelnen Entblössungen bis nach Rosenheim, also über 30 km weit. Ihren unteren Partien ist ein Lager von Schieferkohle (*k* in Fig. 25) eingeschaltet, das unterhalb Wasserburg wiederholt auszubeuten versucht worden ist. 1894 fand ich kleine Stollen links des Inns bei Gschwendt und Zell in etwa 420 m Höhe; sie erschlossen eine charakteristische stark gepresste Schieferkohle in 0,5 m Mächtigkeit, bestehend aus zusammengedrückten Moosen und Aststücken; auch Käferflügel kommen vor. Rechts des Innes streicht das Flöz unter Puttenham bei Weikersham ob Wasserburg durch. Hier ist die Kohle lockerer; Holler in Memmingen bestimmte in den von mir gesammelten Proben Hypnum aduncum Hedw., H. fluitans Will., H. intermedium Lindbg., H. scorpioides L., H. commutatum Hedw., sämtlich weit verbreitete Arten (V. D. A. S, 138). Im ganzen sind die Kohlen auf einem Areale von über 7 qkm nachgewiesen.

Als Liegendes unserer Schotter treffen wir im Markte Gars und an der Königswarter Innbrücke am linken, sowie weiter oberhalb an der Teufelsbruck (unter Schambach zw. Gars und Wasserburg) am rechten Innufer Miocänmergel der Hochebene, den sogenannten Flinz. Gegenüber letztgenannter Stelle findet sich unter unsern Schottern östlich vom Hofe Au eine äusserst unregelmässig geschichtete, offenbar zusammengestaute Ablagerung von Moränen und Schottern, die sich durch ihre gelbliche Färbung von den hangenden grauen Niederterrassenschottern deutlich unterscheiden, und welche mit fossilführenden Sand- und Mergellagern verknüpft sind. Wir stellen die komplizierten Lagerungsverhältnisse in Profil Fig. 23 dar.

Wir sehen zunächst gelbliche Moränen (A_1); dann folgen grobe, steil fallende Schotter mit gekritzten Geschieben (B_1), bedeckt von grauem und gelbem Sand und Mergel, gleichfalls steil fallend mit Lagern fossilen Holzes und Schalenresten (C_1); dann kommt grauer Mergel mit Steinlagen (D_1). Nunmehr stossen wir wieder auf steil fallenden Schotter mit gekritzten Geschieben



Verknüpfung der Niederterrassenschotter (*w*) mit Grundmoränen (*W*) an der Innleithe bei Wasserburg.
(In den Grundmoränen einzelne Lagen von Bänderthon und Geröll.)

und Sandlagen (B_2), auf den, nur 0,3 m mächtig, ein Schlammlager mit vielen kohligen Resten und Schalen folgt (C_2); dann beginnt, minder steil fallend, wiederum sandiges Gerölle, grösstenteils aus Zentralgesteinen bestehend, hier und da aber auch geschrammte Kalkgeschiebe enthaltend (B_3). Darüber lagert sich flach muldenförmig grauer Mergel mit vielen kohligen Resten und Schneckenschalen (C_3).

Es ist bei der geringen Höhe des Aufschlusses (5 m) nicht möglich eine sichere Deutung dieser Lagerungsverhältnisse zu gewinnen. Mutmasslich wiederholt sich dieselbe Folge (A bis D) in ihren wichtigsten Gliedern (B u. C) dreimal; ob sie dabei, wie wahrscheinlich und in Profil Fig. 23 angedeutet, in Sättel und Mulden zusammengepresst ist, konnte ich nicht entscheiden. Ihrem Ursprung nach zerfällt sie in Schichten glacialer und fluvioglacialer Entstehung einerseits (A u. B), welche sich durch gekritzte Geschiebe auszeichnen, andrerseits in die hangenden, weitab vom Eise entstandenen fossilführenden Glieder (C), also die Ablagerungen einer älteren Eiszeit und der ihr folgenden Interglacialzeit Wir haben keinen bestimmten Anhaltspunkt, jene Eiszeit mit einer der drei älteren, die wir kennen lernten, zu parallelisieren. Da jedoch im allgemeinen die Eiszeitablagerungen sich um so besser erhalten haben, je jünger sie sind, so dürfen wir annehmen, dass es aller Wahrscheinlichkeit nach Gebilde der Riss-Vergletscherung und der folgenden Interglacialzeit sind, die uns hier im Liegenden der Niederterrassenschotter stark zusammenge-

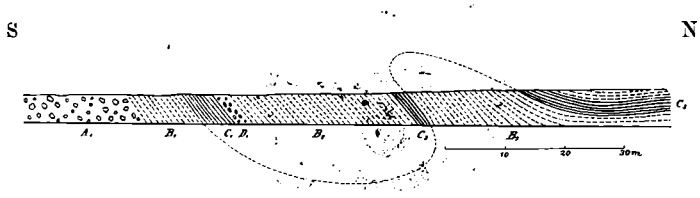


Fig. 23. Gestauchte altglaciale und interglaciale Schichten bei Au am Inn.
A Moränen. B Schotter. C Sand und Thon. D Mergel mit Steinen.

presst vorliegen. Allerdings ist ihre Überlagerung durch letztere Schotter nicht unmittelbar sichtbar. Unser Aufschluss liegt am Rande einer jener niedrigen Terrassen, die das Innthal quer durch den Endmoränengürtel begleiten. Dieselben sind, wie wir sehen werden, herausgeschnitten aus den Niederterrassenschottern und ihrem Liegenden. Damit steht im Einklange, dass etwa 100 m unter unserm Aufschlusse sich der Flinz am Terrassenrande heraushebt. Über der Terrassenfläche treffen wir dann den Ausstrich mächtiger Schottermassen, denen die Endmoränen von Freinberg aufsitzen. Diese Schotter sind horizontal geschichtet; wir können daher die Stauchungen unserer Ablagerung nicht auf Druckwirkungen der letzten Vergletscherung zurückführen, da diese auch die Niederterrassenschotter betroffen haben müssten.

Das Wasserburger Profil.

Im Hangenden der in das Moränengebiet eindringenden Niederterrassenschotter begegnen wir Moränen, Schottern und Thonlagern in unauflösbarer Verknüpfung, die namentlich durch die grosse Schlinge des Inns bei Wasserburg aufgeschlossen war. Nachdem hier das rechte, unterwaschene Ufer des Flusses durch Parallelwerke befestigt worden ist, böscht sich aber auch die „Innleithe" ab. Wir liessen daher 1894 die wichtigsten Partien photographisch aufnehmen und geben sie in unserm Bilde wieder.

Die unteren 20—30 m der Innleithe bestehen aus Niederterrassenschotter, dem das Schieferkohlenflöz dicht über dem Flusse eingebettet ist. Darüber folgt eine 10—20 m mächtige Moränenbank, welche sich durch den ganzen Aufschluss hindurchzieht. In ihrem Hangenden treffen wir am oberen Ende des Aufschlusses 10—20 m Moräne mit Bänderthonschmitzen, die dann weiter

abwärts durch unregelmässig mit einander wechselnde, im allgemeinen aber horizontal gelagerte Bänderthon-, Sand- und Geröllschichten ersetzt wird. Erstere werden nördlich Wasserburg mächtiger und mächtiger und ersetzen schliesslich die anderen Schichtglieder völlig. Zu oberst treffen wir unregelmässig geschichtetes Gerölle, das die Hochfläche um Wasserburg bildet, und dem dort, wo der von Penzing nach Südosten laufende Moränenwall östlich Wasserburg vom Inn angeschnitten wird, eine kleine Moränenhaube aufgesetzt ist. Wo die Moränen mit Bänderthonschmitzen durch die Bänderthon-, Sand- und Geröllschichten ersetzt werden, da findet sich jene wiederholte Wechsellagerung von Moränen mit geschichteten Materialien, von welcher einzelne Folgen bereits früher mitgeteilt worden sind (V. D. A. S. 134).

Die Verknüpfung der Moränen mit den geschichteten fluvioglacialen oder lacustroglacialen Gebilden geschieht in der Regel durch gegenseitige Verzahnung oder Verkeilung bei horizontaler Lagerung. Stauchungen und Pressungen kommen nur selten vor. Sie beschränken sich auf das Bereich der Endmoränen und treten namentlich deutlich unterhalb Wasserburg dort entgegen, wo der Inn den Moränenwall von Puttenham anschneidet, wie bereits früher abgebildet worden ist (V. D. A. S. 136). Ein weiteres einschlägiges Vorkommnis findet sich am rechten Innufer unfern „Tausend“ oberhalb der Königswarter Brücke. Im grossen und ganzen muss der Aufbau des Moränengürtels ruhig von statten gegangen sein, mutmasslich teilweise unter dem Eise, welches an der Sohle schmelzend, das herbeigeführte Moränenmaterial fallen liess. An einigen Stellen blieb letzteres so liegen, wie es austaute, an andern wurde es von den Schmelzwassern mehr oder weniger verschleppt, oder kam erst in Gletscherseen zur Ablagerung. Soweit die Aufschlüsse reichen, geschah die Bildung des Endmoränen-Walles hier weniger durch Schuttanhäufung am Gletscherrande, als durch Zusammenpressung des vor dem Eise lagernden Materiales.

Verlauf und Höhe der Jung-Endmoränen.

Der Endmoränengürtel hat eine Breite von 10—12 km. Rechts des Inns können wir in ihm 5—6 einzelne Wälle unterscheiden, welche sich bald einander nähern, bald wieder auseinander fasern. Ihr Verlauf (vergl. Karte Fig. 22) ist ein südöstlicher und weiter nach den Alpen hin ein mehr südlicher. Lediglich die beiden äussersten und zugleich höchsten lassen sich auf grössere Strecken verfolgen. Unfern Nieder-Seeon schliessen sie sich an die Endmoränen des Chiemseegletschers an; von hier ziehen sie sich mit sanfter nach Nordosten gerichteter Krümmung auf Schnaitsee, wo sie an hoch gelegene Altmoränen stossen. Oberhalb Gars setzen sie über den Inn und ziehen sich dann an den Altmoränen entlang, von denselben nur durch ein Niederterrassenthal getrennt, über Haag und südlich Hohenlinden vorbei, in der Richtung auf Ebersberg. Dieser Ort liegt auf dem innern von beiden Wällen, Kirchseeon auf dem äussern. Hier stossen sie an das weite Niederterrassenfeld des Ebersberger Forstes, das bereits in das Bereich der schiefen Ebene von München gehört. Weiter westlich, unweit Pframern, treten sie unmittelbar an letzteres Feld heran, um von da an dessen Ostrand zu bilden. Sie krönen den Riedel zwischen Mangfall und Leizach, und unweit Parsberg (östlich Miesbach) lehnen sie sich an den Abfall der Alpen an, nachdem sie zuvor noch ein kleines Niederterrassenfeld zur Schlierach bei Miesbach entsendet haben. Der von ihnen umschlossene Theil des Alpenvorlandes umfasst nicht ganz 1600 qkm.

Der geschilderte Verlauf des Doppelwalles der Jung-Endmoräne beschreibt einen Bogen um den Austritt des Inns aus den Alpen, nämlich um das Städtchen Neubeuern, wo unser Strom die Flyschzone verlässt und in das Molassegebiet gelangt. Die Krümmung des Bogens ist nicht ganz kreisförmig; er reicht weiter gegen Norden als nach Osten

und Westen. In der Richtung seiner grössten Erstreckung reicht er auch am tiefsten herab. Dies erhellt deutlich aus folgender Tabelle, in welcher wir die Entfernungen einiger in bestimmten Entfernungen gelegener Punkte des Jung-Endmoränenzuges von der Austrittstelle des Inns aus den Alpen bei Neubeuern (in km) und ihre Meereshöhen (in m) zusammenstellen:

Neubeuern	W:	Parsberg	20 „	800 m
„	NW:	Grass nördlich Gral	33 „	660 „
„	NNW:	Kirchseeon	37 km	610 „
„	N:	Haag	42 „	560 „
„	NNO:	Schnaitsee	37 „	610 „
„	NO:	Nied. Seeon	33 „	590 „

Oberflächengefälle der Würm-Vergletscherung.

Mit einer Ausnahme (Nied.-Seeon) trifft die erwähnte Beziehung regelmässig zu. Dies weist darauf, dass das Oberflächengefälle des Inngletschers von der Gegend von Neubeuern aus ein allseitig ziemlich konstantes war, und dass er sich genau fächerförmig so weit verbreitete, als es bei der Gestaltung seines Untergrundes möglich war. Wir haben uns seine Oberfläche kegelförmig gegen die Mündung des Innthales hin ansteigen zu denken, und zwar anfänglich mit dem geringeren Gefälle von 10—12 ‰.

Diesen Wert erhalten wir aus obiger Tabelle. Das Gefälle der Eisoberfläche zwischen zwei benachbarten Punkten ist gleich ihrem Höhenunterschiede dividiert durch die Differenz ihrer Entfernungen vom Centrum des Eisfächers. Sehen wir von Nied. Seeon ab, so sind die Summen der Entfernungsdifferenzen 27 km und der Höhenunterschiede 290 m; daraus leitet sich ein mittleres Gefälle von 11 ‰ her. Darnach hätten wir die Eisoberfläche bei Neubeuern in etwas über 1000 m zu erwarten. Damit stimmten die Beobachtungen von Max Schlosser, welcher bei der Tacheralpe (Daffnerwaldalpe der Karte, 1050 m) am Heuberge südlich Neubeuren zwei hübsche Gletscherschliffe fand und auch die Bedeckung der Nordseite des Berges mit Moränen bis 1000 m Höhe hervorhob (Geologische Notizen aus dem Innthale. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1895 I S. 75). Kaum 3 km weiter südlich fand S. Finsterwalder (Geologische Skizze des Innthales in Rosenheim, sein Alpenvorland und seine Berge. 1886. S. 50) am Kranzhorn erratische Blöcke allerdings noch bis 1330 m Höhe. Wir dürften daher an der Tacheralp noch nicht ganz die obere Grenz des Glacialphänomens erreicht haben. Jedenfalls war das Gefälle der Eisoberfläche im Kufsteiner Inndurchbruche bis in die letzten Ausläufer der Trichtermündung hinein ein erheblich steileres als innerhalb des grossen Eisfächers.

Ganz regelmässig ist die fächerförmige Ausbreitung des Inngletschers auf dem Alpenvorlande allerdings nicht gewesen. Nicht bloss in Nieder-Seeon war sein Rand zu wenig hoch — was man durch den Umstand erklären könnte, dass seine Ausdehnung dahin durch die zwischen Innthal und Chiemsee vorspringenden Höhen gehindert war —, sondern auch die Endmoränen von Gars sind weniger hoch, als erwartet werden sollte. Dies hängt wahrscheinlich damit zusammen, dass hier mächtige Wassermassen dem Eise entquollen. Wir stehen hier an der Mündung des subglacialen Inns, an welcher der Eissaum eine ähnliche Einbuchtung zeigte, wie wir sie häufig an den Thoren der jetzigen Gletscher bemerken. Hand in Hand mit der im Grossen fächerförmigen Ausbreitung des Eises geht eine bestimmte Anordnung des Materiales der Moränen. Bereits F. Bayberger machte darauf aufmerksam, dass wir im rechten und linken Flügel des Gletschergebietes vornehmlich Kalkgeschiebe treffen, während in einem mittleren Ausschnitte Geschiebe krystallinischer Gesteine vorwalten.

Altmoränen.

Dem Zuge der Jung-Endmoränen liegt im Norden der Gürtel der äusseren oder Altmoränen vor. Wir passieren ihn, wenn wir an der Niederterrasse des Inns aufwärts wandern; südlich von uns bespült der Fluss die hohe Innleithe von Jettenbach, welche hoch über seinem Spiegel mit Moränen gekrönt ist. Und weiter aufwärts legt eine Prallstelle seines linken Ufers unterhalb Kloster Au abermals Moränen hoch über seinem Spiegel bloss, bevor wir die Jung-Endmoränen von Gars erreichen. Der Gürtel der Altmoränen hat hier längs des Inns eine Breite von über 10 km; er bildet die Höhen zwischen den Jung-Endmoränen der Linie Gars-Haag-Hohenlinden und dem Thale des Isenbaches. Weiter westwärts, am Ostrande des Münchener Feldes, springen die Altmoränen bis Erding hin vor und entfernen sich nördlich vom Ebersberger Parke 20 km weit von den Jung-Endmoränen. Sie setzen den grösseren Teil der Erhebung östlich der Sempt zusammen, die wir bereits bei Betrachtung des Münchener Feldes kennen gelernt haben, ferner den südlich davon gelegenen Hügel von Zorneding. Dann setzen sie eine lange Strecke weit an der linken Seite des Inngletscherbogens aus; erst in der Gegend von Miesbach stellen sie sich wieder ein und bilden den Rücken zwischen Schlierach und Mangfall, der sich mit über 800 m Meereshöhe an den hochaufsteigenden Molassenkamm des Hinteren Eck anlehnt. Rechts des Inns hält sich die Aussenseite des Altmoränengürtels ziemlich genau in 10 km Entfernung vom Zuge der Jung-Endmoränen und trifft deswegen bald in der Gegend vom Emertsham mit den Altmoränen des Salzachgebietes zusammen.

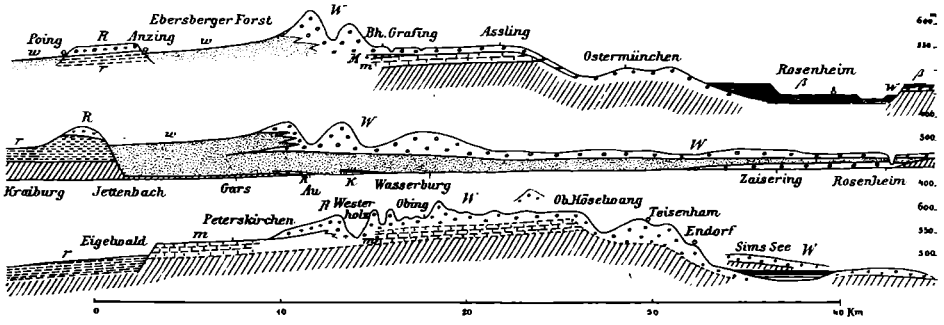


Fig. 24, 25 und 26. Radialprofile durch das Moränengebiet des Inngletschers vom Rosenheimer. Becken nach Nordwest (Fig. 24), nach Nordnordost (Fig. 25) und nach Nordost (Fig 26).

m Jüngerer Deckenschotter. *M* Mindel-Moränen. *r* Hochterrassenschotter. *R* Riss-Moränen. *w* Niederterrassenschotter. *K* Schieferkohlen von Wasserburg. *W* Würm-Moränen. β Beckenausfüllung von Rosenheim. Jungtertiär schräg schraffiert.

Riss-Moränen.

Das grosse Hochterrassenfeld des Innthales stösst südlich Kraiburg mit 470 m Höhe an den über 500 m ansteigenden Altmoränen ab, und seine Schotter treten in der Innleithe von Jettenbach mit denselben in ähnliche Verknüpfung, wie wir sie bei Gars zwischen den Niederterrassenschottern und Jungmoränen kennen gelernt haben (vergl. Profil Fig. 25). Der grosse Aufschluss zeigt uns unten einen Tertiärsockel, der sich 40 m über den Inn, also bis 440 m Höhe erhebt; A. E. Forster hat ihn abwärts unter den Hochterrassen mit abnehmender Höhe bis über Kraiburg hinaus verfolgt. Darüber lagert bei Jettenbach 50—60 m meist lockerer, stellenweise jedoch auch zu Nagelfluh verkitteter Schotter, den Forster gleichfalls ununterbrochen bis unterhalb

Kraiburg, also bis ins Hochterrassenfeld verfolgen konnte. Während ihm aber dort eine mächtige Decke fossilführenden Lösses auflagert, sehen wir bei Jettenbach über ihm Moränen, denen ihrerseits Löss aufsitzt. Die Grenze von Schottern und Moränen ist nicht scharf: beide bilden eine Serie, welche der Riss-Eiszeit entspricht. Ganz ähnlich stossen die Hochterrassen auf der Ostseite des Münchener Feldes an die Altmoränen der Gegend von Erding; ihre Schotter tauchen unter letzteren unter, wie v. Ammons geologische Karte der Gegend von München deutlich erkennen lässt, und heben sich dann und wann als deren Liegendes, so z. B. in der Gegend von Schwaben hervor, wo sie sich durch Führung gekritzter Geschiebe als fluvioglaciale Bildung kennzeichnen. Endlich ist auch die Altmoräne zwischen Mangfall und Schlierach bei Miesbach den Hochterrassen aufgesetzt. Hiernach müssen wir einen grossen Teil der Altmoränen des Inngletschers der Riss-Vergletscherung zuweisen, welche hier, wie fast allgemein auf der Nordseite der Ostalpen, erheblich weiter reichte als die Würm-Vergletscherung.

Mindel-Moränen.

Nicht zu allen Altmoränen stehen die Hochterrassen in gleicher Beziehung. Während sie mit den einen, wie wir eben sahen, verknüpft sind, erscheinen sie in andere eingesenkt. Dies gilt namentlich für die Gegend südlich vom westöstlich verlaufenden Isenthale. Die kleine Hochterrasse, die wir hier am rechten Gehänge kennen gelernt haben, entsendet eine Reihe von Ausläufern nach Süden. Einer ist uns seit langem im oberen Gebiete der Isen bekannt, er ist beim Markte Isen gut aufgeschlossen. Einen zweiten fand A. E. Forster in der Gegend von St. Wolfgang am Feuerbache, einen dritten bei Reichertsheim am Kagenbache. Die zwischen diesen drei Ausläufern sich erhebenden Höhen bestehen, soweit Aufschlüsse erkennen lassen, aus Moränen, welche, da sie von Thälern mit Hochterrassen durchsetzt werden, älter als letztere sein müssen. Im Einklange damit steht, dass diese Moränen der Höhen im Norden an jenes kleine Stück jüngeren Deckenschotters anstossen, das wir auf der rechten Seite des westöstlich verlaufenden Isenthales kennen lernten, und mit diesem Schotter in Verknüpfung treten.

Dies zeigt ein Steinbruch bei Neuhausen zwischen Ober-Ornau und Steinkirchen (bayer. Atlasblatt Wasserburg O.). Er beutet die Nagelfluh des jüngeren Deckenschotters aus, in welcher wir 1882 einige Moränenlagen fanden. A. E. Forster, welcher den Aufschluss im Frühjahre 1901 besuchte, vergewisserte sich, dass es sich um eine typische Verknüpfung von Schottern und Moränen handelt, die 20 m hoch über dem Ornaubache gelegen, sich bis in die Vorkommnisse des jüngeren Deckenschotters bei Pfaffenkirchen verfolgen lässt. Weiter nördlich, in der Richtung auf Dorfen, fanden wir diese hochgelegenen Moränen unmittelbar auf Tertiär auflagern. Sonst sind sie nur äusserst spärlich aufgeschlossen, in der Regel nur in den kleinen Wasserrissen der breiten Rücken zwischen den erwähnten Thälern. Sie sind von sehr mächtigen Verwitterungsgebilden bedeckt.

Die Verknüpfung der südlich vom Isenthale gelegenen Altmoränen mit dem jüngeren Deckenschotter erweist sie als Ablagerungen der Mindel-Vergletscherung. Diese hat hier weiter nordwärts gereicht als die Riss-Vergletscherung, da sie von den Schottern derselben durchsetzt wird. Die Abgrenzung beider Vergletscherungen gegeneinander kann heute nur annähernd angegeben werden. 1 km nördlich von Isen tauchen die Hochterassenschotter des Isenthales unter Moränen unter, die wir demnach der Riss-Vergletscherung zuzuweisen haben. Ferner verlieren sich südlich von St. Wolfgang gegen Oberndorf hin die Hochterrassenspuren des Feuerbachthales, sowie oberhalb Reichertsheim die des Kagenthales. Zugleich vollzieht sich ein Wechsel in

der Oberflächengestaltung des Landes: Während nördlich der Linie Isen—Oberndorf—Thambach kein Zug der Oberflächengestaltung des Landes verrät, dass hier Moränen vorliegen, und wir hier eine normale, reife Thallandschaft vor uns haben, deren Thäler und Rücken sich korrespondierend verästeln, begegnen wir südlich jener Linie flachen Kuppen und Rücken, die sich zu einem langgedehnten Endmoränenwalle zusammenschliessen. Er lässt die Züge der Moränenlandschaft allerdings nur in verwaschener Weise durchschimmern, wogegen dieselben weiter im Norden gänzlich verschwunden sind. Die verwaschenen Züge der Moränenlandschaft herrschen überall dort, wo Hochterrassenfelder an der Peripherie des Moränengebietes entspringen, so namentlich bei Jettenbach am Inn und vor allem in der Gegend von Erding, wo die topographische Karte (Erding W) den Verlauf eines grossen Endmoränenwalles der Riss-Vergletscherung zu verfolgen gestattet.

Während bei Jettenbach die Oberflächenformen der Riss-Vergletscherung herrschen, stellen sich weiter südlich bei Titlmoos bis gegen Schnaitsee hin wieder Formen der Mindel-Moränen ein; sie herrschen auch in dem Rücken, der gegen Sonnham vorspringt und die dortigen Hochterrassen um 50 m überragt. Es gelang Forster einen Aufschluss zu finden, welcher die Zusammensetzung dieses Rückens aus Moränen erweist. Sein Sockel besteht aus Miocän, das sich über die angrenzende Hochterrasse erhebt.

Da wir nur in rohen Umrissen eine Aufteilung der Altmoränen des Inngletschers auf solche der Mindel- und der Riss-Eiszeit zu geben vermögen, haben wir unterlassen, sie auf unserm Kärtchen Fig. 22 Seite 129 scharf zu trennen, und unterscheiden dort nur, im wesentlichen nach der Oberflächengestalt, relativ hoch gelegene und niedrige Altmoränen. Erstere dürften im grossen und ganzen der Mindel-Eiszeit, letztere der Riss-Eiszeit angehören. Nachdem wir diese Scheidung durchgeführt hatten, hat Herr Dr. A. E. Forster das Gebiet durchwandert und weitere Argumente gefunden, welche das verschiedene Alter der Altmoränen des Inngletschergebietes erweisen; einige derselben haben wir bereits erwähnt, auf das Gesammtmaterial wird unser Freund selbst zurückkommen.

Fossilfunde von Aschau am Inn im Liegenden des Löss.

Im Bereiche der hohen Altmoränen des Inngletschers wurde 1868 am Kronberghofe unfern Aschau (NW Gars, bayer. Atlasblatt Wasserburg Ost) jenes vollständige Skelett von Rhinoceros antiquitatis Blumb. gefunden, welches eine Zierde des paläontologischen Museums von München bildet. Die Fundstelle liegt am Abfalle der Altmoräne gegen die Niederterrasse des Inn, welcher das Dorf Aschau (458 m) trägt. In 500 m Höhe lehnt sich ein kleines, wenig ausgedehntes Lösslager an diesen Abfall und verhüllt am Kronberghofe eine 1,1 m mächtige moorige Ablagerung, die den Moränen unmittelbar aufruhen dürfte. In ihr wurde das Skelett gefunden. Sie ist jünger als die mutmasslich zur Mindel-Eiszeit gehörigen Moränen und älter als der Löss der Gegend, welcher grösstenteils der Riss-Würm-Interglacialzeit entstammen dürfte. Die Fundstelle lieferte ferner: Equus caballus, Bos? priscus Boj. Cervus elaphus L., Cervus tarandus M. Die moorige Ablagerung, welche nur zeitweilig aufgeschlossen und zur Zeit meines Besuches (1881) gänzlich ausgebeutet war, erinnert nach der von Zittel gegebenen Beschreibung an die von Au unter den Niederterrassen des Innthales, welche ja auch älter als die Würm-Eiszeit ist.

Altmoränen unter Jungmoränen.

Die Altmoränen beschränken sich in ihrem Auftreten im wesentlichen auf die Umgebung des grossen Bogens der Jung-Endmoränen, welche an sie angelagert sind. Sie setzen sich auf der Stirnseite des Gletschergebietes nicht weit unter sie fort; hier haben wir nur an einer Stelle, im tiefen Einschnitte des Innthales, unter dem Komplexe

von Ablagerungen der Würm-Eiszeit ältere Glacialbildungen gefunden, nämlich die gestauchten von Au (vgl. Profil 23 S. 134). Anders an den Flanken. Dort, wo im Westen die Jungmoränen unmittelbar an das Münchener Feld anstossen und der Altmoränengürtel vor ihnen fehlt, sitzen sie auf den Schottern und Moränen älterer Eiszeiten auf. Dies lehrt zunächst das Profil von Aschbach, dort wo die Mangfall im engen Thale in das Moränengebiet eintritt. Hier sahen wir (S. 67) auf dem Flinze des Miocän Deckenschotter, darüber Hochterrassen- und schliesslich Niederterrassenschotter. Das Ganze aber gehört in das Liegende des grossen Doppelwalles der Jung-End-Moränen, der darüber bis 673 m Höhe ansteigt. Zwischen dieser Stelle sowie Grafing und Assling an der Eisenbahnlinie München—Rosenheim zieht sich unter den Moränen der Würm-Vergletscherung eine Nagelfluhplatte hindurch, welche auf einem hohen Flinzsockel aufruht. Sie wird von der genannten Eisenbahn zwischen Assling und Grafing angeschnitten. (Vergl. Fig. 24 S. 134.)

Der Flinz streicht bei Assling (bayer. Atlasblatt Rosenheim W.) wenig hoch über der Bahnlinie, etwa in 520 m Höhe aus; sein Ausbiss wird durch zahlreiche Quellen bezeichnet. Darüber folgt feste, vornehmlich aus Kalk- und Flyschgeröllen bestehende Nagelfluh, 12 m mächtig. Dann kommt loses Gerölle, oben weisslich aussehend, unten gelblich durch zahlreiche verwitterte Flyschstücke. Hierüber stellt sich abermals feste Kalknagelfluh ein; sie wird mehrfach von Klüften mit Kalkausscheidungen durchsetzt. Längs einer scharfen Grenze setzt sie gegen die hangenden Moränen ab. Erweckt die lose Geröllpartie zwischen den Bänken der hangenden und liegenden Nagelfluh auf den ersten Anblick den Eindruck, als ob die hangenden und liegenden Nagelfluhbildungen durch ein fremdes Schichtglied getrennt seien, so erweist sie sich bei näherer Betrachtung mit beiden so innig verknüpft, dass wir nur von einer einzigen, stellenweise konglomerierten Schotterbildung von 25 m Mächtigkeit sprechen können. Sie ist fast ununterbrochen bis Ober-Ölkofen hin aufgeschlossen. Im Einschnitte nördlich dieses Dorfes begegnen wir sie wieder abermals zu Nagelfluh verkittet, in welcher zentralalpines Material gleichfalls selten ist. 4 m über dem Bahnplanum folgt eine Lage gelblichen Sandes, darüber liegt wieder Nagelfluh, welche dieselben Gemengteile wie die untere, aber in weniger gerollter Form enthält. Einige Geschiebe sind deutlich geschrammt; wir stehen im Bereiche einer Verknüpfung unserer Schotter mit Moränen. Darüber breiten sich die Jungmoränen. Sie setzen sich gegen die liegende Nagelfluh mit ihren gekritzten Geschieben deutlich ab, und dieselbe ist unter ihnen, wie bereits v. Ammon (Die Gegend von München S. 59) bemerkt hat, deutlich in nordwestlicher Richtung geschrammt.

Wir treffen bei Grafing zwei verschieden alte Glacialbildungen übereinander, von welchen die ältere unter der jüngeren wie ein Gletscherboden geschrammt und mit der liegenden Geröllbildung in solcher Weise verknüpft ist, dass sie mit derselben eine Serie bildet. Dadurch wird ihre nähere Altersbestimmung ermöglicht. Wir können die Grafinger Nagelfluh durch das Gebiet der Attel und Glon bis nach Grub verfolgen; sie ist ein Ausläufer des dortigen Deckenschotters, den wir gleich den übrigen Vorkommnissen des Münchner Deckenschotters der Mindel-Eiszeit zuweisen. Wir ersehen hieraus, dass an der Westflanke des Inngletschers die Mindel-Vergletscherung nicht so weit reichte, wie die Würm-Vergletscherung, während sie sich auf der Nordseite des Gebietes erheblich weiter erstreckte und zwar noch weiter als die Riss-Vergletscherung. Es waren die Grenzen des Inngletschers während der verschiedenen Vergletscherungen einander nicht parallel. Zur Mindel-Eiszeit bildete er eine 65 km lange und wie es scheint nur 30 km breite Zunge, an deren Nordende sehr bedeutende Moränenmassen aufgeschüttet wurden. An ihnen staute sich die Riss-Vergletscherung, glitt an ihnen westwärts entlang und erstreckte sich in die Gegend von Erding. Die zuletzt kommende Würm-Vergletscherung endlich reichte nicht so weit nordwärts, wie ihre beiden Vorgängerinnen, quoll aber seitlich über deren Grenzen

hinaus. Die fächerförmige Ausbreitung war nicht immer für den Inngletscher bezeichnend, sie entwickelte sich erst nach und nach.

Die Annahme, dass die Mindel-Vergletscherung eine ziemlich schmale Zunge bildete, können wir vor der Hand nur für die Westflanke des Inngletschers erweisen, da wir seine Ostseite nicht näher untersuchen konnten. Aus der grossen Höhe, welche die Moränen zwischen Höslwang und Obing erreichen, glauben wir aber entnehmen zu können, dass sie hier auf einem Ausläufer des Deckenschotters von Peterskirchen aufsitzen (vergl. Fig. 26). Seine Ausdehnung würde erweisen, dass auch hier die Mindel-Vergletscherung nicht so weit gereicht hat, wie später die Würm-Vergletscherung.

Interstadialer Schotter unter den Drumlin.

Innerhalb des Gürtels der Jung-Endmoränen dacht sich das Land ganz allmählich gegen den Austritt des Inns aus den Alpen hin ab. Es herrschen Drumlinformen: langgedehnte Rücken mit sanften Böschungen, welche in speichenförmiger Anordnung von Neubeuern auszustrahlen scheinen. Sie sind besonders typisch rechts des Inns unterhalb Rosenheim entwickelt (vergl. bayer. Atlasblatt Rosenheim O.), während sie links des Inns weniger scharf hervortreten; sie sind hier, wie es scheint, von der jüngeren Beckenausfüllung teilweise verhüllt und ragen nur unbedeutend aus weiten ebenen Flächen heraus. Ihr Material besteht meist aus zäher, grauer Grundmoräne, welche als weite Decke über das Land gebreitet ist, doch werden sie auch rechts des Inns bei Haas im Walde aus Schottermoränen zusammengesetzt. Der Inn schneidet darunter an einigen Stellen Schotter an (vergl. Profil Fig. 25), welche als Fortsetzung der Niederterrassenschotter von Gars und Wasserburg zu erachten sind. Wir treffen sie am rechten Ufer nördlich und südlich Freiham oberhalb Wasserburg, an der Mündung der Murn sowie namentlich deutlich in der Gegend von Rosenheim. Sie streichen unterhalb der Mündung des dem Simssee entströmenden Simsbaches unter Moränenbedeckung aus und ziehen sich am Simsbache etwa 1 km aufwärts. Nördlich Rosenheim treffen wir sie mehrfach am Steilufer des Inn, so bei Höhensteig und an der Innleite von Leonhardspfunzen. Hier quellen aus ihnen mächtige Wassermassen hervor, welche eine Anlage für künstliche Fischzucht speisen und eine Mühle treiben; die liegende undurchlässige Schicht ist hier ebenso wie bei Hofleithen gegenüber Rosenheim Bänderthon, und dieser verknüpft sich, wie wir namentlich am Steilufer von Zaisering sehen, mit schlammigen Grundmoränen. Darnach ist der Schotter, den wir bei Gars unter die Jungmoränen tauchen sahen, und der sich unter den Endmoränen bis unter die Drumlinzone hindurch zieht, hier von Moränen unterteuft.

Diese Lagerungsverhältnisse können sowohl durch Annahme einer Interglacialzeit zwischen zwei aufeinander folgenden Vergletscherungen wie durch eine blosse Schwankung beim Vorstosse der letzten grossen Vergletscherung erklärt werden. Die Ausdehnung des Schotterlagers liefert kein Material zur Entscheidung der Frage. Es reicht bis 7 km oberhalb der Moränen in seinem Liegenden. Daraus können wir nur auf einen Mindestbetrag des Gletscherrückganges während seiner Ablagerung schliessen; ob jener aber den ganzen Betrag einer blossen Schwankung oder nur einen kleinen Abschnitt eines interglacialen Rückganges darstellt, vermögen wir nicht zu entscheiden. Der Umstand jedoch, dass der Schotter weder von der liegenden noch von der hangenden Moräne durch Zwischenbildungen getrennt ist und sich völlig konform beiden einschaltet, spricht gegen ein interglaciales Alter und für seine interstadiale Entstehung. Wir schliessen daher aus der Lagerung unseres Schotters lediglich auf eine Schwankung beim Herannahen der letzten grossen Vergletscherung der Würm-Eiszeit. Nachdem

sie sich bis auf das Alpenvorland erstreckt hatte, zog sie sich um einige Kilometer wieder zurück und stiess dann erst von neuem bis an die Grenzen vor, welche durch den Jung-Endmoränenzug bestimmt sind. Da nun die Wasserburger Schotter, wie unser Profil 25 zeigt, die Fortsetzung der Rosenheimer sind, so haben wir auch sie samt den ihnen eingelagerten Schieferkohlen als interstadial zu erachten.

Zentrale und peripherische Entwässerung.

Das Drumlingebiet giebt sich kaum minder deutlich wie der Endmoränengürtel durch den Verlauf der Flüsse zu erkennen. Weisen die Thalungen zwischen den Endmoränenwällen einer Reihe von Gerinnen einen im allgemeinen peripherischen Weg, so bestimmen die Drumlin im Verein mit der Abdachungsrichtung ihres Gebietes eine radiale, vielfach zentripetale Richtung der Gewässer. Fast regelmässig ist der Oberlauf der Flüsse des Jungmoränengebietes ein peripherischer und der Unterlauf ein zentripetaler (vergl. die Karte S. 129). Ein schönes Beispiel dafür ist die Mangfall. Sie fliesst anfänglich genau am Jung-Endmoränenwalle entlang, also peripherisch, dann biegt sie unter spitzem Winkel um und richtet sich, die Endmoränen durchbrechend, auf Rosenheim. Unterwegs nimmt sie die Leizach auf, welche parallel zu ihr auf der Innenseite des Doppelwalles der Endmoränen entlang floss. Ganz ähnlich ist weiter nördlich auf der Westseite des Gletschergebietes der Lauf der Glon, Moosach, Attel und Ebrach Erst winden sie sich zwischen den Endmoränenwällen dahin, dann biegen sie um und fliessen in der Richtung nach Rosenheim. Die Attel allerdings biegt alsbald wieder peripherisch um, aber ihr letzter Abschnitt ist wieder zentripetal gerichtet. Auf der Ostseite des Gletschergebietes hat der Zufluss des Simssees einen peripherischen Lauf, der Abfluss, die Sims, einen radialen auf Rosenheim hin. Als „Achen" ist der Oberlauf der Murn ein peripherischer; der Unterlauf strebt nach Südwesten, während der benachbarte Inn nordöstlich fliesst. Gleich ihm richten sich die untere Attel und Ebrach der allgemeinen Abdachung des Alpenvorlandes entgegen auf die Alpen hin statt von ihnen weg. Nur ein einziger Bach, der oberhalb Gars mündende Nasenbach, hat einen durchaus peripherischen Lauf.

Jedesmal dort, wo ein Fluss aus seiner peripherischen Richtung in die zentrale übertritt, setzt sich erstere in einer Thalung weiter fort. Vom Knie der Mangfall bei ihrem Eintritte in das Moränengebiet zieht sich am Aussenrande des Gletschergebietes noch weithin kennbar ein Trockenthal entlang, dessen weitere Fortsetzung das Münchener Feld flankiert. Gegenüber der Stelle, wo die Leizach in die Mangfall mündet und in dieser ihre Wasser in zentraler Richtung weiter fliessen, öffnet sich das obere peripherische Glonthal, und wo dieses bei Glon in zentripetaler Richtung umbiegt, öffnet es sich zum oberen Moosachthal; an dessen Knie bei Moosach führt eine Öffnung in das obere Attelthal, und wo dieses bei Grafing die zentrale Richtung einschlägt, findet sich eine Fortsetzung in das obere Ebrachthal, aus dem wir alsbald bequem zum Nasenbach übertreten können. Es hängen alle peripherischen Thalstücke im Gletschergebiete links des Inn zusammen und bilden (vergl. Karte Fig. 22 S. 129) insgesamt einen grossen peripherischen Thalzug, der im Leizachthale beginnt und sich in der Richtung auf Gars zieht. Wir wollen ihn den Leizach-Gars-Thalzug nennen. Konzentrisch mit diesem äusseren peripherischen Thalzuge läuft ein innerer, dem der Lauf der mittleren Attel eine längere Strecke folgt; er zweigt sich bei Kirchdorf von der Mangfall ab, zieht sich zur Glon und bei Tuntenhausen hinüber zur Attel. Wir nennen ihn den Glon-Attel-Thalzug.

Ihm entspricht auf der rechten Seite des Gletschergebietes der Achen-Wasserburger-Thalzug, welcher dem Laufe der Ache bis zu ihrem Knie folgt, sich dann aber nach Wasserburg fortsetzt.

Umwandlung der peripherischen in die zentripetale Entwässerung.

Die auf den bayerischen Atlasblättern vorzüglich dargestellten Thalmäander erweisen, dass diese Thalstrecken einst in ihrer gesamten Länge vom rinnenden Wasser durchmessen worden sind, dass also der heutigen im wesentlichen zentripetalen Entwässerung des Moränengebietes eine Epoche peripherischer Gerinne vorausgegangen ist. Es liegt also hier das Gegenteil von dem vor, was wir in flachen Geosynklinalen antreffen, wo in der Regel eine zentrale Abdachungsentwässerung einer späteren, aus Nachfolgeformen bestehenden longitudinalen und peripherischen vorausgeht. Wir haben es nicht mit einer Kette von Schichtthalstücken zu thun, die allmählich miteinander verschweisst worden sind, sondern mit der Zergliederung von grossen, früher einheitlichen Thalzügen durch Ablenkungen ihrer Gerinne. Diese Ablenkungen tragen nicht den Charakter von Anzapfungen. Es tritt der Fluss an seinem Knie nicht aus einer älteren breiten Thalstrecke in eine jüngere, schmälere über, sondern umgekehrt: er verlässt ein meist enges Mäanderthal und begiebt sich in eine breite vielfach versumpfte Furche, die sich in zentripetaler Richtung erstreckt. Besonders lehrreich ist in dieser Beziehung die Attel. In schmalem, unbedeutendem Thale fliesst ihr Oberlauf, der Urtelbach; wo sie dann bei Grafing die zentrale Richtung einschlägt, tritt sie in eine über 1 km breite Furche über. Wir haben ein breites, offenes Thor zu verschliessen, um die Attel zu veranlassen, dem mäandrierenden Einschnitte hinüber nach Eberberg zu folgen, wenn auch dessen Scheitelhöhe nur wenige Meter über ihrem Spiegel bei Grafing gelegen ist. Dass nun in der That jenes Thor einst verschlossen gewesen ist, zeigt sich dicht unterhalb Grafing. Hier wird die breite Furche von einer Anzahl niedriger Endmoränenwälle gequert, welche anzeigen, dass in ihr noch geraume Zeit eine Zunge des Inngletschers lagerte, nachdem er sich bereits vom Saume der Jung-Endmoränen zurückgezogen hatte. Unser peripherischer Leizach-Gars-Thalzug folgt einem Rande der sich zurückziehenden Würm-Vergletscherung, und wurde ausser Funktion gesetzt, als diese das Drumlingebiet verliess. Dann wurden hier grosse breite Furchen eisfrei und lockten die Gewässer an sich, welche an ihren oberen Enden wahrscheinlich teilweise in Gestalt kleiner Seen aufgestaut waren und durch schmale Überflussrinnen miteinander zusammenhingen. Ähnlich waren die Schicksale des Glon-Attel- und Achen-Wasserburger-Thalzuges, welche entstanden, als sich der Gletscher bereits bis an den Innensaum des Endmoränengürtels zurückgezogen hatte.

Radialfurchen.

Die grossen, breiten, radial angeordneten Furchen, welche die peripherische Entwässerung an sich gezogen haben, sind ein charakteristischer Zug in der Oberflächengestaltung des Drumlingebietes. Sehr deutlich tritt dies längs der unteren Mangfall entgegen (Ma Karte S. 129). Es ist ein breites Feld, das sich mit verhältnismässig steilem Gefälle von Westerham bis Aibling zieht. Kleiner sind die Furchen an der Glon bei Thal (G) und an der Moosach bei Bruck (B). Sie sind gegen Süden hin durch mächtige Moränenablagerungen abgesperrt, welche ihre Flüsse in viel gewundenem Laufe durchbrechen. Sie machen den Eindruck von wenig geöffneten Becken mit versumpftem Boden. Dagegen sind die Furchen der Attel (A), an der Murn (Mu) und am Rettenbach (R) unfern der unteren Ebrach, gleich der der Mangfall gegen Süden offen.

Die breite Simsfurche (S) endlich, die deutlichste des Gletschergebietes östlich vom Inn, ist an ihrem oberen Ende wannenförmig vertieft und birgt den 21 m tiefen Simssee.

Die Tiefe unserer Furchen ist nicht bedeutend. Am meisten sind die den Alpen nächstgelegenen in ihre Umgebung eingesenkt. Die der Mangfall und des Simssees am Seeboden liegen 100 m tiefer als die benachbarten Höhen. Die Glon- und Moosachfurche sind nur 60—70 m, die Attelfurche nur 40—50, die der Ebrach und der Murn nur 20—30 m tief. Gleichwohl dürfen wir die Furchen nicht auf die anhäufende Thätigkeit der Vergletscherung zurückführen, durch welche ringsum besonders mächtige Moränenmassen abgelagert, an Stelle der Furchen aber die ursprünglichen Oberflächen erhalten worden wären. Die Furchen sind eingesenkt in die Unterlage der Moränen. Beiderseits der Mangfall- und Simsfurche hebt sich das Miocän hoch empor; die Glon-, Moosach- und Attelfurche ferner sind eingeschnitten in die fluvioglacialen Ablagerungen der Mindel-Eiszeit, welche sich hier unter das Jungmoränengebiet hinein erstrecken; wir lernten dieselben gerade am Saume der Attelfurche kennen. Es tragen unsere Furchen, umspannt von den grossen Endmoränen, durchaus den Charakter von kleinen Zungenbecken.

Der erloschene See von Rosenheim.

Gleich den Drumlin richten sich die Furchen auf den Austritt des Inngletschers aus den Alpen hin. Hier liegt eine grosse, rundliche, beckenförmige Vertiefung, die sich bis in die Alpen hinein zieht. Ihr Boden ist durch Aufschüttung entstanden; dies lässt sich namentlich an den niedrigen Rändern erkennen, mit welchen sie gegen die Auen des Inns abbricht. Oberhalb Rosenheim streichen hier lose aufgeschüttete Kiese aus, unterhalb der Stadt horizontal geschichtete Bänderthone, welche in den grossen Ziegeleien der Gegend von Gross-Karolinenfeld verarbeitet werden. Über dem Bänderthone lagern die grossen Moorflächen der weiteren Umgegend von Rosenheim: das Kolber Moos im Nordwesten, das Weitmoos und Gross Filz im Südwesten, das Lauterbacher Filz im Südosten. In den unteren Partien des Kolbermooses entdeckte A. G. Nathorst[1]) Blätter von Betula alba, B. nana, Myrtillus uliginosa, Oxycoccus palustris. Von diesen Pflanzen kommt Myrtillus uliginosa zwar noch auf dem Moose vor; aber die Reste von Betula nana bilden ein weithin verfolgbares Lager, dessen Entstehung auf ein kaltes Klima weist. Die Gesamtmasse der Bänderthone und ein Teil der Kiese haben lakustren Ursprung, den erstere durch ihre ausgezeichnete horizontale Schichtung, letztere bei Fischbach (oberhalb Brannenburg) durch Deltastruktur verraten. Dieselbe weist auf eine Spiegelhöhe des Gewässers von etwas über 470 m; in diesem Niveau auch erstrecken sich die grossen Moosflächen des Rosenheimer „Wasen", wie der historische Namen ist. Wir haben einen völlig angefüllten See mit etwa 470 m Spiegelhöhe vor uns. Eine deutliche Erosionsterrasse im Engthale des Inn, in welchem er die Endmoränen durchbricht, bei Wasserburg in 470 m einsetzend und bei Gars noch 455 m hoch, entspricht dem Niveau des erloschenen Rosenheimer Sees.

Die tieferen Terrassen in jenem Thale, die wir in 5, 25 und 40 m Höhe über dem Flusse bei Rieden, Mernheim und Gars bemerken, wurden daher erst eingeschnitten, als der See bereits erloschen war. Möglicherweise entsprechen sie den niedrigen Schotterterrassen am Inn oberhalb Rosenheim, die unter der Spiegelhöhe des Sees in 450—470 m Höhe aufgeschüttet, keine Deltastruktur aufweisen, doch dürfen wir sie nicht als deren Fortsetzung ansehen. Die Terrassen ober-

1) Om den arktiska vegetationens utbredning under istiden. Öfversigt af kgl. svenska Vetenskaps-Akademiens Förhandlingar XXX Nr. 6. Stockholm 1873.

halb Rosenheim entstammen einer Aufschüttung nach dem Rückgange der letzten grossen Vergletscherung, während die Terrassen im Durchbruche durch die Endmoränen unterhalb Wasserburg allesammt aus den Niederterrassenschottern herausgeschnitten sind. Wir sehen dies namentlich deutlich in der Gegend von Zell und Thalham unterhalb Wasserburg, wo wir jene Terrassen ziemlich reichlich entwickelt treffen; unter ihnen allen streicht das Schieferkohlenflöz hindurch.

Der alte Rosenheimer See hat sich wahrscheinlich eine Strecke weit in die Mangfallfurche hinein erstreckt, die allerdings bei Aibling bereits höher ansteigt, als sein Spiegel gelegen gewesen war; dies ist mutmasslich die Folge späterer Aufschüttungen, die hier grosse Ausdehnung erlangen. Er reichte sicher in die Ebrachfurche, an deren Ausgange westlich von Attel eine mächtige Bänderthonbildung liegt, er stülpte sich tief in die Murnfurche herein, die ganz mit Bänderthonablagerungen erfüllt ist; endlich erscheint der Simssee als ein abgeschnürter, vor Zuschüttung bewahrter Ausläufer von ihm. Innaufwärts reichte er sicher bis Fischbach, wo wir die Deltaschotter fanden, möglicherweise bis fast Kiefersfelden, wo sich die Thalsohle des Inns über 470 m erhebt, und wo in Grabungen nächst der Eisenbahn ausgedehnte schräge geschichtete Schotterpartien aufgeschlossen waren. Er begann in den Alpen als schmaler Gebirgssee, dehnte sich am Fusse des Gebirges breit aus, so etwa wie der Chiemsee, und entsandte eine Anzahl Ausläufer strahlenförmig in das Alpenvorland, so wie sich heute der Bodensee an seinem Westende gabelt. Mit einem Flächenraume von rund 310 qkm stand er jenem nicht viel nach. Seine Tiefe ist unbekannt, da die Mächtigkeit der ihn ausfüllenden Bänderthonablagerungen in der Mitte nirgends erschlossen ist.

Der Mündungstrichter des Innthales.

Sind die fingerförmigen Ausläufer, welche der alte Rosenheimer See ins Alpenvorland erstreckte, nichts anderes als untergetauchte Radialfurchen der Drumlinzone des Alpenvorlandes, so dehnte sich seine breite Handtellerfläche vorwiegend in der Molassenzone aus. Von der Schweiz her die bayerischen Alpen begleitend, findet letztere östlich des Innthales ihr Ende. Sie erreicht hier nur noch Höhen von 600—700 m, während sie westlich unseres Stromes längs der Leizach auf 700—800 m ansteigt. Im Bereiche des Rosenheimer Mooses setzt diese 4—5 km breite Zone auf eine Strecke von 14 km scheinbar aus, und statt ihrer treffen wir die Beckenausfüllung. Gleiches gilt von der ersten Zone des Gebirges, der 3—4 km breiten Flyschzone. Links vom Inn erhebt sie sich auf 1100—1200 m, rechts vom Flusse auf 800 m; dort, wo sie von ihm gequert wird, setzt sie auf eine Strecke von 5—6 km aus. Selbst die an ihrem Nordsaume mit 1300—1400 m Höhe gipfelnde Zone der nördlichen Kalkalpen wird am Inn, zwischen Brannenburg und Nussdorf auf 5 km Entfernung durch den südlichen Ausläufer des Rosenheimer Beckens entschieden unterbrochen.

Man könnte sich vorstellen, dass diese Serie von Unterbrechungen durch einen grossen Einbruch am Nordsaume der Alpen entstanden sei, durch welchen ein Keil der Molassen- und Flyschzone sowie ein Stück der Kalkzone in die Tiefe gesenkt worden sei. Für den Betrag dieser Senkung würden die Höhen, um welche das Rosenheimer Becken von den genannten Zonen seitlich überragt wird, ein Mindestmass gewähren. Mindestens um 200—300 m müsste die Molassenzone, mindestens um 400—700 m müsste die Flyschzone, mindestens um 800—900 m müsste der Keil der Kalkzone gesenkt worden sein, um unter die heutige Bodenfläche des Beckens zu geraten; man müsste also einen ganz erheblichen Einsturz annehmen. Wir können aber auch ausgehen vom Innthale, das mit einer mittleren Sohlenbreite von etwa 1,5 km die Kalkalpen durchbricht; es beginnt sich am Saume der letzteren zu erweitern, erlangt bald

5 km und in der Molassenzone 14 km Breite. Wir haben eine trichterförmige Thalmündung vor uns, die um so breiter wird, je weniger hoch die Zonen sind, die es durchschneidet. Die Richtungen, in welchen die Seitenwanderungen dieses Trichters divergieren, sind eben dieselben, in welchen sich während der Eiszeit der dem Thale entströmende Gletscher verbreitete. Unser Thaltrichter vermittelt den Übergang der stromartigen Bewegung des Inngletschers im Gebirgsthale in seine fächerförmige Ausbreitung auf dem Vorlande.

Bei einer solchen Sachlage muss es sich wohl fragen, ob diese auffällige Form der Thalmündung tektonischen Ursprungs ist und ein eigenartiges Senkungsfeld darstellt, oder ob sie nicht ein Werk der Erosion sein kann, durch welche die Thalmündung in einer solchen Weise verbreitert worden ist, dass die einzelnen Fäden des Innthalgletschers nicht am Rande des Gebirges plötzlich auseinander fallen mussten, sondern allmählich büschelförmig auseinander gehen konnten. Wir hätten dann ebenso wie bei der anderen Hypothese an der Sohle des Trichters dieselben Schichten anzunehmen, die an seinen Flanken ausstreichen; aber es würden nicht ihre ganzen, versunkenen Körper, sondern lediglich der Sockel des abgetragenen Gebäudes vorliegen. So handelt es sich denn im wesentlichen um die Beschaffenheit der in der Tiefe liegenden Massen, um zwischen beiden Hypothesen entscheiden zu können; diese Massen aber sind fast gänzlich der Beobachtung entzogen. An den Rändern des Trichters tauchen sie jedoch auf und hier haben wir mit unsern Beobachtungen einzusetzen.

Rippung.

Wenden wir den Blick zunächst auf das Untertauchen der Flyschzone unter das Rosenheimer Becken. Es geschieht rechts des Inns längs einer unregelmässig hin- und herpendelnden Linie. Es springt vom Dankelberge ein Sporn festeren Gesteins bis an den Inn vor, ein zweiter, aus Nummulitenkalken bestehend, reicht bei Neubeuern gleichfalls an den Inn. Dazwischen tritt das Thalgehänge fast 1 km weit vom Strome zurück. Im Kalkgebirge sehen wir gleiches und zwar sowohl in der sich trichterförmig erweiternden Thalstrecke als auch in dem weiter oberhalb gelegenen Engthale. Wiederholt springen die von den Bergen ausgehenden Grate spornförmig in den ebenen Thalboden hinein, so rechts des Inns der Riedlberg, ein Ausläufer der scharfen Rippe, die am Heuberge herabläuft, so links des Inns, bereits im Engthale, die Maggeswand, ein Sporn des Falkenberges, der hier steilwandig sich gegen die Thalsohle absetzt; aus derselben tauchen unweit davon einige Felsbuckel auf, wie die Aufragungen einer sonst gänzlich von der Thalbodenausfüllung verhüllten Fortsetzung unseres Bergspornes. Weiter thalaufwärts liefert die Gegend von Oberaudorf ein auffälliges Beispiel. Die Lugsteinwand springt als schmaler, steil abfallender Sporn weit in das Thal hinein, aus welchem in ihrer Fortsetzung sich zwei Inselberge, die Auerburg und der Florianiberg in einer Entfernung von 1—1,3 km vom Thalgehänge erheben. Es ist der Schichtkamm jenes Zuges rhätischer Kalke (von Gümbel als Dachsteinkalk aufgefasst), der den Gipfel des westlich gelegenen Brünnsteins bildet. Fast ununterbrochen kann er von dort bis Oberaudorf verfolgt werden (vergl. bayer. Positionsblätter 852 und 853; Bayerisch-Zell Ost und Oberaudorf). Es sind typische Skulpturformen, die sich von den Bergen ins Thal ziehen und hier untertauchen, sie verleihen den Gehängen eine charakteristische Rippung, die sich an widerstandsfähige Gesteinsbänke knüpft. Diese Rippung trägt deutliche Spuren der

Gletscherwirksamkeit. Die Sporne haben Rundhöckerformen; wo letztere durch eine da und dort vorhandene dünne Moränenkruste vor Verwitterung geschützt waren, zeigen sie bis zur Thalsohle herab Gletscherschliffe.

Solche fanden wir 1894 in den Steinbrüchen an der Maggeswand. Der dortige Kalkstein war in 520 m Höhe abgeschliffen, jedoch sahen wir keine zusammenhängende ebene Schlifffläche, sondern mehrere flach nach abwärts gebogene Facetten, welche in deutlichen Kanten aneinander stiessen, sowie dies gelegentlich bei Auswaschformen des rinnenden Wassers der Fall ist, das über ein Felsenriff fliesst. Diese Facetten waren bis zu ihrem Boden hinab prächtig geschrammt, in nordwestlicher bis nordnordwestlicher Richtung. Einen weiteren grossen Gletscherschliff fand F. Bayberger (Der Inngletscher von Kufstein bis Haag. Erg. Heft 70 zu Peterm. Mitt. 1882. S. 4) am Eckbühl bei Neubeuern auf den dortigen Nummulitenkalken. Die Schrammen liefen hier nordöstlich, also fast in rechtem Winkel zu denen der Maggeswand; wir sehen deutlich, wie bereits im Mündungstrichter des Thales die fächerformige Ausbreitung des Inngletschers eintrat.

Trogformen.

Lehren die Gletscherschliffe, dass die Rippung der Gehänge nicht etwa ein postglaciales Denudationsphänomen ist, so weist der Mangel von Gebirgsschutt an ihrem Fusse darauf hin, dass sie überhaupt seit dem Rückzuge der Vergletscherung nicht stark verändert worden sind. Das gilt namentlich auch von den steilwandigen Gehängepartien des Engthales oberhalb des grossen Mündungstrichters beiderseits des Inns zwischen Oberaudorf und Flintsbach. Sie haben an ihrem Fusse nur ganz unbedeutende Schutthalden, und dann und wann heben sie sich, wie z. B. an der Maggeswand, unmittelbar aus der Thalsohle als Felswand empor. Der postglaciale Abbröckelungsprozess ist minimal gewesen; seit dem Rückzuge der Vergletscherung stehen die steilen Abfälle im grossen und ganzen unverändert da. Gerade aber solche steile Abfälle streben nur selten unmittelbar neben der Sohle breiter Thäler an, die vom rinnenden Wasser ausgefurcht sind. Sie beschränken sich auf Prallstellen der Flüsse. Aber hier sind sie von denselben unabhängig und finden keinen Platz in der Entwicklungsreihe fluviatiler Erosionsthäler, die W. M. Davis[1]) aufgestellt hat. In seinem geographischen Zyklus ist die Breitsohligkeit der Thäler ein Kennzeichen ihrer Reife, die Steilwandigkeit ihrer unteren Gehängepartien ein Merkmal ihrer Jugendlichkeit: Es vereinigt der Anfang vom Mündungstrichter des Innthales in sich die charakteristischen Formen verschiedener Entwicklungsphasen des fluviatilen Erosionsthales. Er hat einen trogförmigen Querschnitt.

Übertieftes Innthal.

Ganz und gar nicht aber passt das Verhältnis von Hauptthal und Nebenthälern, so wie wir es unmittelbar oberhalb vom Mündungstrichter beim Innthale antreffen, in die charakteristischen Phasen des Lebens eines Thales, die Davis unterschieden hat. Es fehlt die Korrelation ihrer Sohlen. Neben dem breitsohligen Hauptthale enge, z. T. schluchtähnliche Nebenthäler, und erst wenn wir an diesen bis über 700 m Höhe hinaufgestiegen sind, erreichen wir wieder breitere Böden, die sohin stufenförmig am Hauptthale abbrechen. Wir illustrieren diese Verhältnisse durch die Querprofile durch die Mündung des Innthales (Fig. 27).

Das erste, am kräftigsten dargestellte Profil folgt dem Laufe des unterhalb Oberaudorf mündenden Auerbaches und des gegenüber mündenden Trockenbaches. Die mittlere Partie des letzteren hat geringes Gefälle; sobald er dem Innthale nahe kommt, beginnt er rasch in tiefer Schlucht zu fallen. Zwei ebenflächige Terrassen, von denen die untere Kleinberg heisst, überragen seinen steil fallenden Unterlauf, der unten im Thale in einen kurzen Schuttkegel ausläuft. Der Auerbach hat ein mehr ausgeglichenes Gefälle; aber auch er naht sich dem Inn in unwegsamer Schlucht und

1) The Geographical Cycle. The Geographical Journal XIV. 1899. S. 481.

wiewohl diese in die leicht zerstörbaren Schichten des oberen Jura einschneidet, hat doch ihre unterste Partie von Buchau an ein steileres Gefälle wie das nicht angrenzende höhere Stück. Beiderseits der Schlucht finden sich Reste eines höheren Thalbodens, der etwa in der Gegend des „Tatzelwurms" in 800 m Höhe mit der Sohle des Auerbaches zusammenläuft dort, wo dieser ihn in einem Wasserfalle verlässt. Thalabwärts bildet der Boden neben dem Bache eine Terrasse. Auf der Terrasse liegen die Bauernhöfe Rechenau, Buchau (rechts), Wall (links) und Hödel und führt der Thalweg in die Höhe; er erreicht ihre Höhe in steilen Serpentinen. Denken wir uns diesen stufenförmig am Innthale abbrechenden Thalboden Innwärts fortgesetzt, so kommt er in etwa 670 m Höhe über die Mitte der Thalsohle zu liegen, und dahin führt auch die ideale Verlängerung des sanft fallenden Mittellaufes vom Trockenbache.

Das zweite mittelstark gezeichnete Profil führt uns in die engste Stelle der Innthalmündung zwischen Jochstein (1427 m) und Kranzhorn (1367 m). Beide fallen ungemein steil gegen den Inn ab, aber bemerkenswerterweise haben ihre Abfälle in 900 m bezw. 1000 m schmale Absätze; darunter setzt der eigentliche Trog ein. Denken wir uns von diesen Absätzen die Gehänge sanfter und sanfter abfallen, anstatt wieder steiler zu werden, so verschneiden sie sich wieder, wie wir durch gestrichelte Linien angegeben haben, in etwas weniger als 700 m Höhe. Das dritte, am feinsten ausgezogene Profil folgt dem Laufe des Einbaches links und des Euzenauer Grabens rechts vom Inn. Ersterer durchmisst am Fusse der Bichler Alm in 900 m Höhe eine beckenförmige

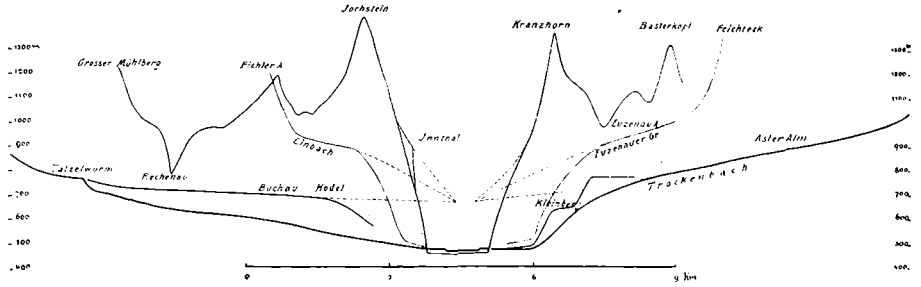


Fig. 27. Querprofil durch das übertiefte Innthal bei Oberaudorf.

Vertiefung, deren Natur noch festzustellen bleibt, und stürzt sich dann in raschem Falle zum Inn herab, in dessen Thalsohle er einen sehr flachen Schuttkegel angehäuft hat. Ganz ähnlich ist die Gefällsentwicklung des Euzenauer Grabens. Sein Oberlauf senkt sich im Bereiche der Euzenauer Alm verhältnissmäsig sanft; dann stürzt er rasch zum Innthale herab, wo auch er nur einen unbedeutenden Schuttkegel abgelagert hat.

Unsere Profile zeigen uns, dass sowohl die Gehänge des Innthales wie auch die Gefällskurven seiner Zuflüsse ein verhältnismässig sanft geneigtes Mittelstück haben und darunter wieder steiler abfallen. Alle diese Verhältnisse weisen darauf, dass die Vertiefung des Innthales der seiner Nebenthäler vorausgeeilt ist; es ist im Vergleiche zu diesen zu tief geworden; es ist übertieft und zwar um rund 200 m. So hoch kommt der Thalboden über dem heutigen zu liegen, den wir durch ideale Verlängerung der Mittellaufstrecken von den stufenförmig mündenden Seitenthälern rekonstruierten.

Übertiefung durch Erosion und ihr Ende im Rosenheimer Becken.

Die übertiefte Haupthalstrecke und die zurückgebliebenen Seitenthäler zeigen verschiedene Entwicklung ihrer Glacialablagerungen. Wir treffen sie reichlich in den hochgelegenen Seitenthälern; hier begegnen wir stellenweise ziemlich mächtigen Moränen, dann und wann auch Schotter. Das übertiefte Hauptthal hingegen ist arm an beiden, die seltenen Grundmoränen bilden dünne Lagen, nirgends schwellen sie oder die mit ihnen verbundenen Schotter stattlicher an. Das Thal ist gleich dem sich daranschliessenden Becken wie ausgefegt von Glacialbildungen. Doch würden wir fehlgehen, wenn wir

die Höhenlage der Nebenthalböden durch die Mächtigkeit der in ihnen stattgefundenen Aufschüttungen erklären wollten; denn unter denselben finden wir allenthalben einen hohen Sockel festen Gesteins. Dieser ist es, welcher den Höhenunterschied der Thalsohlen in erster Linie bedingt. Die Stufenmündungen haben einen felsigen Abfall; an ihm steigen wir empor, wenn wir z. B. in das Auerthal wandern. Die Übertiefung des Hauptthales ist nicht die Folge starker Akkumulation in den Nebenthälern. Wenn wir sie erklären wollen, haben wir die stattgehabte Veränderung nicht in den letzteren zu suchen. Ihre Entwicklung ist im wesentlichen stehen geblieben, während die des Hauptthales fortgeschritten ist. Dass dies durch Erosion geschah, lehren die Erosionsformen, die wir hier in Gestalt der Rippung antrafen. Die Übertiefung erscheint uns hiernach im wesentlichen als ein Erosionsvorgang, der sich auf das Hauptthal beschränkte und sich nicht in die Nebenthäler hinein erstreckte.

In seinen geologischen Notizen aus dem Innthale (Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1895 I S. 75) hat Max Schlosser das bayerische Innthal lediglich als das Produkt tektonischer Vorgänge hingestellt, in welchem die Erosion erst nachträglich und auch da nur in sehr beschränktem Masse eine Rolle gespielt habe. Diese Ansicht stützt sich auf die Annahme von Treppenbrüchen auf der linken Thalflanke, durch welche die letztere stufenförmig abgesetzt worden sei. So zeigt der Dachstein-Kalkzug südlich vom Riesenkopfe vier Abstufungen: die oberste bildet das Plateau der Astenhöfe, die zweite die Terrasse von Scheffau, eine dritte liegt in 600 m Höhe, der vierte trägt den Ort Fischbach. Ebenso setzt sich der Zug des Brünnstein in vier Stufen: Brünnstein, Schwarzenberg, Mühlbachberg und Schlossberg zu Thal. Wir sehen nicht die Notwendigkeit ein, hieraus auf Treppenbrüche zu schliessen. Es sind in beiden Fällen steil gestellte Schichtbänke vom Thale durchschnitten und zeigen dabei jene stufenförmige Absätze, wie sie an Thalgehängen so häufig wiederkehren, und die wir gewöhnt sind, als Erosionsstufen zu deuten. Der Nachweis von Querbrüchen zu diesen Stufen ist durch Schlosser nicht erbracht worden.

Das durch Erosion übertiefte Innthal ist es, welches in das Rosenheimer Becken mündet. Hier fehlen ein schmaler Keil aus den Kalkalpen, ein breiteres Stück aus der Flyschzone und ein noch grösserer Teil der Molassenzone, worauf dann das Land nach Norden hin ansteigt, so dass die Flüsse den Alpen entgegenströmen. Dies weite Becken ist das stumpfe, stark verbreiterte Ende einer übertieften Thalstrecke, wo deren zu tief gelegener Boden, von radialen Furchen durchzogen, sich mit rückläufigem Gefälle wieder in das normale Niveau hebt, so dass weiter abwärts die normale Verschneidung der Haupt- und Nebenthalsohlen wieder die Regel wird.

Eiszeitliches Alter der Thalübertiefung.

Die eigenartig auf das Hauptthal beschränkte Erosionswirkung, die im Rosenheimer Becken ihr Ende gefunden hat, ist jugendlichen Alters. Unsere Betrachtung der ältesten fluvioglacialen Ablagerungen des Alpenvorlandes führte uns zu dem Schlusse, dass vor Beginn des Eiszeitalters hier sowie in den angrenzenden Alpen normale Thalentwicklung vorhanden war, wir mussten auf ausgereifte Thäler der Präglacialzeit schliessen. Im Inngebiete konnten wir allerdings nicht wie sonst die präglaciale Landoberfläche festlegen, da wir nur an einer Stelle den älteren Deckenschotter antrafen. Aber die Thatsache, dass hier der jüngere Deckenschotter einen ganz ähnlichen Anstieg gegen die Alpen hin aufweist, wie wir ihn sonst beim älteren nachweisen konnten, dass sich namentlich seine Sohle nach den Alpen hin beträchtlich hebt, zwingt uns zur Annahme gleicher Verhältnisse für den älteren Dekenschotter; denn wenn sich jener über einen hohen Sockel breitete, so musste auch dieser einen solchen vorfinden. Das Niveau von rund 600 m, bis zu welchem die Sohle des jüngeren Deckenschotters bei Aschbach

ansteigt, kann nur tiefer sein als die präglaciale Höhe des Alpenvorlandes im Inngebiete dicht vor den Alpen.

Nun finden wir am Ausgange des Innthales eine Reihe von Thälern, deren Vertiefung zurückgeblieben ist. Sie weisen auf eine Sohlenhöhe des Hauptthales von etwas unter 700 m. Diese entspricht dem Niveau der präglacialen Oberfläche des Alpenvorlandes. In dieses präglaciale Niveau ist das übertiefte Innthal samt dem Becken von Rosenheim eingeschnitten; es wird durch beide unterbrochen, beide müssen daher späterer Entstehung sein. Die Übertiefung des Innthales und Bildung des grossen Rosenheimer Beckens fallen in das Eiszeitalter.

Verhältnis der Thalübertiefung zur Vergletscherung. Stammbecken und Zweigbecken.

Nicht minder ausgesprochen, wie seine eben erörterte Beziehung zur Übertiefung des Innthales tritt uns eine weitere des Rosenheimer Beckens entgegen, nämlich die zu den Grenzen der eiszeitlichen Vergletscherung. Es spielt im Bereiche des subalpinen Inngletschers die Rolle eines grossen Zungenbeckens, an dessen Peripherie wir noch einen ganzen Kranz kleinerer radial angeordneter Zungenbecken kennen gelernt haben. Es liegt dort, wo der mächtige Stamm des Inngletschers das Alpenvorland erreichte, um sich fächerförmig auszubreiten; jene kleinen Zungenbecken bezeichnen einzelne Stränge oder Zweige dieser Ausbreitung und gliedern sich als Zweigbecken dem grossen Stammbecken in unterordnender Weise an. Indem also die Übertiefung des Innthales innerhalb der Endmoränen des Inngletschers endet, erweist sie sich räumlich mit der Gletscherentwicklung des Eiszeitalters verknüpft, wie ihre Entstehung zeitlich mit demselben zusammenfällt. Das deutet auf eine innige genetische Beziehung zwischen beiden, die wir aber erst dann näher erörtern werden, wenn wir festgestellt haben, ob und wie weit die hier dargestellten Erscheinungen als typische zu gelten haben. Dies wird erst nach einer vergleichenden Betrachtung zahlreicher Gletschergebiete möglich sein.

Jetzt wollen wir nur daran festhalten, dass es im grossen und ganzen das Zusammentreffen von Erosions- und Akkumulationsformen ist, welches das grosse Zungenbecken des Inngletschers charakterisiert. Eingesenkt in die präglaciale Landoberfläche wird es umgrenzt von mächtigen Aufschüttungen, welche der Inn noch nicht in ihrer ganzen Mächtigkeit zu durchschneiden vermocht hat, weswegen der Rosenheimer See mit 470 m Spiegelhöhe zu einem guten Teile aufgedämmt war von den Moränen der Würm-Eiszeit. Diese Aufschüttungen beschränken sich nicht bloss auf die Peripherie des Beckens, sie setzen bei Rosenheim bereits im Niveau des alten Sees ein, gewinnen im Drumlingebiet an Mächtigkeit und erlangen ihre grösste Entfaltung am Rande des alten Gletschers, wie unser Profil Fig. 25 S. 134 deutlich veranschaulicht. Die beiden anderen Profile durch das Inngletschergebiet zeigen uns aber, dass diese längs des Inn so ausserordentlich mächtigen und für die Aufstauung des Rosenheimer Sees so wichtigen glacialen Aufschüttungen im Westen und Osten von jungtertiären Ablagerungen beträchtlich überragt werden; sie sind in dieselben eingesenkt. Profil 25 lehrt uns ferner, wie nördlich von ihnen sich das Tertiär emporhebt; es bildet, wie wir gesehen haben, einen hohen Sockel unter den hohen Altmoränen.

Es liegen die Jung-Endmoränen zu einem guten Teile in den Zungenbecken älterer Vergletscherungen, welche weiter reichten als die der Würm-Eiszeit, die sie aufbaute. Die letzte Vergletscherung hat die weiten Zungenbecken früherer Eiszeiten nicht völlig auszufüllen vermocht und hat sie durch ihre Aufschüttung verkleinert. So er-

klärt sich, dass wir am Aussenrande der grossen Einfurchung in die präglaciale Landoberfläche mächtige Glacialbildungen treffen.

Alte Deltas am Förchenbache und Biberhügel.

Die Glacialbildungen reichen im Süden im wesentlichen nicht weiter als bis Rosenheim. Am Saume der grossen Lücke der Molassen- und der Flyschzone treffen wir nur spärliche Moränen. Ein ausgedehnteres Vorkommnis von Eiszeitablagerungen findet sich hingegen dort, wo unfern Brannenburg der Mündungstrichter des Innthales an der Mündung des Förchenbachthales einen ausspringenden Winkel macht, der ausserhalb der Bahnen der fächerförmig auseinandergehenden Eisbewegung gelegen war. Hier erstreckt sich im Niveau der präglacialen Thalsohlen eine ziemlich ausgedehnte Terrasse von 640—650 m Höhe, mehr als 180 m über dem Inn. Das ist der Brannenberg. Er bildet die Fortsetzung des hochgelegenen Bodens vom Thale des Förchenbaches, der tief darein einschneiden muss, um die Sohle des Innthales zu erreichen. Der Einschnitt beginnt mit einem Wasserfalle, in welchem der Bach sich von der Terrassenhöhe über älteres Gestein stürzt. Daran lehnt sich bis 600 m ansteigend, eine aus groben Trümmern von Gesteinen des Förchenbachgebietes bestehende Nagelfluhbreccie. Sie ist deltaartig schräg geschichtet. Weiter unterhalb finden wir sie wieder zwischen den beiden Sägemühlen an der rechten Thalseite; vor allem aber tritt sie uns in dem links mündenden Graben entgegen. Sie wird hier von Moränen überlagert und unterteuft.

In der unteren Partie des Grabens treffen wir zunächst auf Moränen, höher kommt die auch hier schräge geschichtete Nagelfluhbreccie, welche am rechten Thalgehänge Thon mit gekritzten Geschieben unmittelbar überlagert. Weiter oberhalb gabelt sich der Graben in drei Äste. Im nördlichen hebt sich unter der Breccie alsbald Schlammmoräne mit vielen gekritzten Geschieben hervor; als ihr Liegendes erscheint Dolomit, dessen Oberfläche 1894 an zwei Stellen in nordöstlicher Richtung, also in der des Förchenbachthales, geschrammt war. Nach oben geht die Moräne in Thon über, dann folgt die ziemlich feste Breccie. Darüber liegt lockerer Schutt, der in die Hangendmoräne übergeht. Im mittleren Aste kommen wie im nördlichen wieder unter der von Moränen bedeckten Breccie Schlammmoränen zum Vorschein. Im südlichen Aste sehen wir nur den lockeren Schutt, der im nördlichen die Breccie überlagert; ob er nur eine lose Partie derselben oder eine selbständige Ablagerung darstellt, lässt sich nicht entscheiden. Höher kommen wieder Moränen. Die Nagelfluhbreccie ist auch hier allenthalben schräge geschichtet wie ein Delta. Sie ist auf Eb. Fraas geologischer Karte des Wendelstein-Gebietes (Geognostische Jahreshefte III 1890) nicht ausgeschieden worden. Fraas verzeichnet nur Moränen.

Ein weiteres Vorkommnis der Nagelfluhbreccie liegt unmittelbar vor der Mündung des Förchenbaches ins Innthal. Unweit davon erhebt sich nahe am Rande des grossen Innthalmündungstrichters der isolierte Biberhügel. Er besteht grösstenteils aus Nagelfluh, die in mehreren grossen Steinbrüchen gewonnen wird, und von Gümbel[1]) als quartär bezeichnet worden ist. An ihrer Zusammensetzung beteiligen sich Innthalgesteine, die durch ein spätiges Bindemittel fest verkittet werden, jedoch so, dass stets Hohlräume zwischen den Geröllen bleiben. Gneise, Granite und Hornblendegesteine walten vor, aber auch Kalke sind keineswegs selten. Die Gerölle sind durchweg gut gewaschen, sie sind mittelkörnig, selten faustgross; Blöcke kommen nur ausnahmsweise vor. Diese Nagelfluh fällt unter 25° nach Norden bis Nordwesten, weswegen sie als ein verfestigtes Delta zu gelten hat.

Von dieser charakteristischen Bibernagelfluh, die durch Steinbrüche auf der Ostseite des Hügels in nahezu 60 m Mächtigkeit aufgeschlossen ist, weichen die technisch nicht verwertbaren, daher dürftig aufgeschlossenen Vorkommnisse der Westseite des Hügels

[1]) Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges. 1860. S. 800.

ab. Sie bestehen fast ausschliesslich aus Kalkgeröllen, denen nur ausnahmsweise zentralalpine beigemengt sind, und welche durch ihre Grösse auffallen. Kopfgrosse Rollsteine sind häufig, und nicht selten sind Blöcke von mehr als 1 m Durchmesser. Diese rein östlich fallende Ablagerung stimmt genau überein mit unserer Brecciennagelfluh am Förchenbache, von der sie lediglich durch eine Entfernung von knapp 800 m getrennt ist. Wie gross nun aber auch ihre petrographische Verschiedenheit von der typischen Bibernagelfluh ist, so ist sie doch räumlich und genetisch nicht von ihr zu trennen; räumlich, indem sie mit ihr den Biberhügel aufbaut, und genetisch, indem sie gleich ihr als eine Deltabildung aufzufassen ist. Der Unterschied besteht lediglich darin, dass die Bibernagelfluh vom Inn, die Nagelfluhbreccie vom Förchenbach aufgeschüttet ist; letztere ist daher grobkörnig und monoton in ihren Bestandteilen, während jene mittelkörnig und äusserst bunt zusammengesetzt ist; beide fallen ab von der Richtung, aus welcher die sie verursachenden Gerinne kommen, nämlich die Nagelfluhbreccie nach Osten, die Bibernagelfluh nach Norden bis Nordwesten. Sobald aber beide Konglomeratbildungen als verschiedene Facies ein und derselben Formation aufzufassen sind, muss von der einen gelten, was die andere erweist. Darum wird auch die typische Bibernagelfluh zwischen zwei Vergletscherungen der Gegend entstanden sein, und muss der See, in den sie geschüttet wurde, so hoch gestanden sein, als die höchsten Vorkommnisse der schräg geschichteten Nagelfluhbreccie reichen, nämlich in etwa 600 m Höhe.

Interglacialer See von Brannenburg.

Dieser See ist weit älter als die letzte Vergletscherung, denn sein Delta ist nicht bloss von deren Moränen bedeckt, sondern auch am Biberhügel wie ein isolierter Rundhöcker gestaltet. Auch haben wir gesehen, dass beim Herannahen der letzten Vergletscherung im Rosenheimer Becken Schotter mit fluviatiler Struktur abgelagert wurden, und zwar im Niveau der Basis unserer Deltabildung und in geringer Entfernung von ihr. Es war der See beim Kommen der Würm-Vergletscherung bereits erloschen, seine Ablagerungen sind in Bezug auf sie präglacial, jedoch nicht präglacial überhaupt, da sie auf Moränen aufruhen. Aber auch mit diesen treten sie nicht in Verknüpfung; sie zeigen uns an, dass zwischen zwei aufeinanderfolgenden Vergletscherungen ein tiefer See im Rosenheimer Becken existierte, in welchen ein kräftiger Innstrom und ein reissender Förchenbach mündeten. Wir haben hier eine nach Lagerung und Entstehung interglaciale Ablagerung vor uns, wie bereits früher mutmassend ausgesprochen worden ist (V. D. A. S. 341).

Für ihre Einordnung in die eiszeitliche Chronologie steht uns nur die eine Thatsache zu Gebote, dass ihre hangenden Moränen zu den in der Gegend herrschenden der Würm-Eiszeit gehören, während wir das Alter der liegenden nicht mit gleicher Bestimmtheit fixieren können. Danach kann das Delta spätestens in der letzten Interglacialzeit, zwischen der Riss- und der Würm-Eiszeit entstanden sein; das müssen wir so lange für das wahrscheinlichste halten, als nicht ganz bestimmte Gründe für eine andere Auffassung sprechen. Es ist bei Oberflächenformationen — und um eine solche handelt es sich immer — das wahrscheinlichste, dass sich die jüngste am besten erhalten hat. Hiernach müssen wir schliessen, dass das Rosenheimer Becken, wenigstens bis zum Niveau seiner heutigen Sohlenfläche, bis zu welcher die Bibernagelfluh herabreicht, bereits während der letzten Interglacialzeit bestand. Das steht im Einklange mit dem, was wir eben erkannten, nämlich dass die letzte Vergletscherung sich in ein bereits vorhandenes Zungenbecken erstreckte. Wir können dessen Existenz nun viel schärfer als früher erweisen, und zwar sehen wir es erfüllt von einem See, der nach dem Vertikalausmass der Verbreitung der Förchenbach und der Bibernagelfluh zu urteilen, 130 m Tiefe gehabt haben muss.

Ein solcher See wäre heute nicht denkbar. Der Jung-Endmoränengürtel, der das Rosenheimer Becken umspannt, sinkt, wie wir gesehen haben, auf eine grössere Strecke auf 530 m Höhe herab und hat nur einen See von 470 m Spiegelhöhe aufzudämmen vermocht. Aber auch der Altmoränengürtel könnte nicht einen See von 600 m Spiegelhöhe spannen. Er erhebt sich zwar in seinem höheren Zuge zwischen Hohenlinden und Schnaitsee mehrfach auf über 600 m, aber er steht isoliert da und schliesst sich nicht an den Abfall der Alpen an. Wir müssen annehmen, dass zur Zeit des Brannenburger Sees entweder das Niveau der Gegend relativ tiefer oder die Altmoränenumwallung des Inngletschergebietes durchweg höher gewesen war, als sie es heute ist. Für erstere Annahme finden wir keine weiteren zwingenden Gründe, die letztere ist angesichts der starken Erosion, welche die Altmoränen erfahren haben, wahrscheinlich.

Will man ohne eine derartige Annahme auskommen, so muss man für den Brannenburger See einen eigenen Riegel konstruieren. Auf die Lage seines Deltas in einem Winkel des Innthal-Mündungstrichters Gewicht legend, könnte man es vielleicht für die Aufschüttung in einem Eissee erachten, der sich zeitweilig neben dem Inngletscher an der Mündung des Förchenbaches erstreckte. Die petrographische Beschaffenheit der Bibernagelfluh, welche lediglich gut gerolltes Material enthält, würde mit einer solchen Annahme nicht vereinbar sein. Eher könnte man die obersten Partien der Nagelfluhbreccie am Förchenbach für lakustroglacial ansehen, aber auch dann müsste man nach dem Bibervorkommen im Becken einen See von 530 m Spiegelhöhe annehmen, der die Ausfüllung der Lücke im Altmoränenzuge am Innthale voraussetzen würde.

Geschichtliches. Die Grenzen der letzten Vergletscherung des Inngebietes sind von Stark auf seiner idealen Übersicht von Südostbayern zur Eiszeit (Zeitschr. d. D. Alp.-Vereins IV 1873) richtig eingezeichnet worden; den Nachweis von Moränen daselbst danken wir Zittels mehrfach erwähnter grundlegender Arbeit. Ein grosser Teil der Grenzen der äusseren Moränen wurde 1882 (V. D. A.) zu Darstellung gebracht und zugleich wurden die Profile von Gars und Wasserburg eingehend geschildert. Die gleichzeitig erschienene Monographie F. Bayberg ers, (Der Inngletscher von Kufstein bis Haag. Erg. Heft 70 zu Peterm. Mitt. 1882) behandelt nur das Gebiet der Jungmoränen. Er hat sich bemüht, hier die einzelnen Endmoränenzüge auseinanderzuhalten und glaubte deren 7 unterscheiden zu können; seine Karte lässt erkennen, dass er Endmoränen und Drumlin dabei zusammenfasste. Die neueren Blätter des topographischen Atlas von Bayern widersprechen vielfach seinen Einzeichnungen. Eine strenge Scheidung glacialer und fluvioglacialer, sowie älterer und jüngerer Eiszeitbildungen ist von Bayberger nicht versucht worden; dagegen hat er der Zusammensetzung der Moränen Aufmerksamkeit gewidmet und den Nachweis geführt, dass an den Flanken des Moränengebietes mehr kalkige, in der Mitte mehr Zentralgesteine vorkommen. Auch hat er den trogförmigen Querschnitt des Innthales am Kranzhorne bemerkt („Mit etwas Phantasie begabt, erblickt man im Innthale eine eigentümliche Schnittbildung" S. 35), und wahrgenommen, dass das erratische Material hier bis 700 m Höhe spärlich sei. Daneben laufen aber zahlreiche andere Angaben, auf deren Richtigstellung wir in allen einzelnen Fällen nicht eingehen konnten.

II. Der Salzachgletscher.

Erstreckung des Moränengebietes. Jung-Endmoränen. Verknüpfung der Niederterrassenschotter mit den Jungmoränen. Altmoränen. Riss-Moränen. Mindel-Moränen. Riss-Moränen und Löss unter den Würm-Moränen. Drumlinzone mit Schottersockel. Schwankung von Laufen. Zweigbecken. Stammbecken von Salzburg. Übertieftes Salzachthal. Glacialablagerungen im Gebiete der Übertiefung, Glasenbach. Salzburger Nagelfluh. Der interglaciale See von Salzburg. Übersicht.

Über den angeblich tektonischen Ursprung des Salzburger Beckens. Geschichtliches.

Erstreckung des Moränengebietes.

Ähnlich wie der Inngletscher hat sich der Salzachgletscher auf dem Alpenvorlande verbreitet. Er bildete einen grossen Fächer, der von der Gegend von Salzburg ausstrahlte. Seine beiden Flanken wurden namentlich von Zuflüssen aus den Kalkalpen

gespeist, sie hinterliessen daher vorwiegend kalkige Moränen, während uns die Spuren des Mittelstückes in einer bunten Musterkarte namentlich zentralalpiner Gesteine vorliegen. Aber während der Inngletscher zur Zeit seiner grössten Ausdehnung bis an die Tertiärhügellandschaft im Norden reichte, ist der Salzachgletscher nie mit ihr in Berührung gekommen und seine Nordgrenze wird allenthalben von fluvioglacialen Ablagerungen gebildet. Sein Moränengebiet war wesentlich kleiner als das des westlichen Nachbarn, es mass kaum 1700 qkm, und hebt sich vor ihm nicht durch grösseres Ausmass seiner Unebenheiten hervor. Wir besitzen von ihm in der mehrfach erwähnten Arbeit Brückners bereits eine eingehende Monographie und können uns daher auf eine Hervorhebung der wesentlichen Züge beschränken. Sie treten vielfach schon auf unserm Kärtchen S. 129 entgegen.

Jung-Endmoränen.

Der meist doppelreihige Gürtel der Jung-Endmoränen bildet einen grossen Bogen um die Mündung des Salzachthales. Im Westen lehnt er sich unweit Teisendorf an den aus Eocänschichten zusammengesetzten nördlichen Streifen der Flyschzone an und zieht sich vom Hochhornberg (775 m) mit ziemlich steilem Gefälle westnordwestlich in der Richtung auf Traunstein bis an die bayerische Traun. Hier krümmt er sich nordwärts und entfernt sich von der Nordgrenze der Flyschzone, welche den Alpensaum darstellt, am weitesten, nämlich 28 km, an der Salzach zwischen Tittmoning und Burghausen, unweit des Weilers Nunreut; dann sich südwärts zurückbiegend schliesst er sich ihr am Nordabfalle des Tannberges unfern des Klosters Mattsee wieder an. Aber die Grenze der Flyschzone macht hier nicht, wie sonst, den Eindruck eines Gebirgsfusses. Östlich Salzburg ist die Flyschzone durch zahlreiche Thäler in Einzelberge aufgelöst; erst südlich von ihnen, steigt das Gebirge in zusammenhängender Weise auf. Die von der Eisenbahn benutzte Linie Salzburg-Strasswalchen, welche die Flyschzone schräge durchschneidet, bildet in orographischer Hinsicht den Gebirgsabfall. Nördlich von ihr hat der Salzachgletscher die ganze Flyschzone überflutet und mit mächtigen Moränen überschüttet. Seine Endmoränen hören daher am Nordabfalle des Tannberges noch nicht auf; sie umschlingen die Westflanke dieses Berges, stülpen sich dann abermals ostwärts, bis in die Gegend des Bahnhofes Steindorf aus, und ziehen sich am Westabfalle des Haasenkopfes und der Grossen Plaike südwärts, bis sie endlich unfern Plainfeld mit den Endmoränen des Traungletschers zusammenstossen und an den letzten Ausläufern des Kalkgebirges, ungefähr 12 km östlich von Salzburg, abbrechen. Wir sehen also im Gegensatze zum Inngletscher das Jungmoränengebiet des Salzachgletschers sich eine Strecke weit über die Flyschzone ausdehnen. Es misst 1100 qkm.

Die Mittellinie des gesamten Moränengebietes wird durch den Meridian von Laufen gebildet. Dagegen wird der im Bereiche der Neogenschichten des Alpenvorlandes gelegene Teil durch eine nordnordwestlich laufende Linie halbiert. Sie steht senkrecht auf dem Nordsaume der Flyschzone, welcher in der Gegend von Salzburg eine Strecke weit von der üblichen Westostrichtung abweicht und entsprechend einer stattlichen Verbreiterung der Zone nordnordöstlich streicht. Diese letztere Mittellinie wird durch den Lauf der Salzach hervorgehoben. Sie führt zu einem Eck im Bogen der Endmoränen, welches zugleich ihren alpenfernsten Punkt bezeichnet.

Beiderseits von ihr war die Ausbreitung des Eises eine völlig symmetrische, wie aus folgender Zusammenstellung hervorgeht. Dieselbe zeigt uns die Entfernungen der Endmoränen vom Rande der Flyschzone zwischen Abtsdorf und Triebenbach in Kilometern und ihre Höhe in Metern.

W	NNW	NO
Traunstein 20 km 600 m	Nunreut 28 km 500 m	Bergham 20 km 600 m

Hieraus ergibt sich ein mittleres Oberflächengefälle für den Fächer von 12,5 ‰, unwesentlich mehr als für den Inngletscher, und es würde die Eisoberfläche unfern Triebenbach in etwa 850 m Höhe gelegen gewesen sein. Der benachbarte Haunsberg (833 m) ist noch mit erratischem Materiale bedeckt; eine Rutschung auf der Westseite des Gipfels erschliesst 10 m mächtige Grundmoräne. In dem vom Eise überfluteten Teile der Flyschzone östlich Salzburg war das Gefälle der Gletscheroberfläche ein steileres. Während seiner grössten Ausdehnung sind hier alle Gipfel mit Moränenmaterial überschüttet worden. Wir finden solches nicht bloss, wie oben erwähnt, auf dem Haunsberge (833 m), sondern auch östlich Salzburg auf dem Heuberge (899 m), auf dem Buchberge (796 m) südlich Mattsee, und selbst nahe dem Gipfel des Tannberges (784 m) östlich Mattsee treffen wir bei Kuhberg (724 m) noch auf eine Moränennagelfluh. Doch dürfte diese ebenso wie die des Buchberggipfels einer älteren Vergletscherung angehören; die Ufermoränen der letzten steigen hier nur auf 770 m an, und unweit davon schlingen sie sich bis 600 m herabreichend um das Ost-

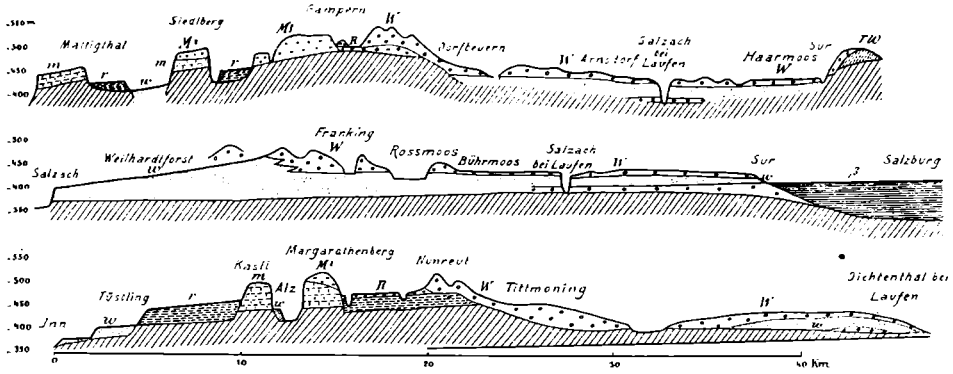


Fig. 28, 29 u. 30. Radialprofile durch das Moränengebiet des Salzachgletschers vom Salzburger Becken nach Nordost (oben Fig. 28), nach Nord (Fig. 29) und Nordwest (unten Fig. 30). *m* jüngerer Deckenschotter. *M?* Mindel-Moräne. *r* Hochterrassenschotter. *R* Riss-Moräne. *rw* interglaciales Delta bei Weildorf. *w* Niederterrassenschotter. *W* Würm-Moräne. *β* Beckenausfüllung von Salzburg. Untergrund schräg schraffiert.

ende des Waller-Sees. Das lässt hier auf ein Zungengefälle von etwas über 20 ‰ schliessen. Denken wir uns dies bis in die Gegend von Salzburg fortgesetzt, so bekommen wir ebenso das Niveau von 1000 m, wie durch Verfolgung des Zungengefälles im Alpenvorlande. Diese Gefällsverschiedenheit der Gletscheroberfläche in der Flyschzone und im Alpenvorlande ist bedingt durch den hohen Sockel, den das Eis hier vorfand. Er erhebt sich rund 150 m über das benachbarte Alpenvorland; die Mächtigkeit des sich hier ausbreitenden Eises war um diesen Betrag kleiner, seine Bewegungsmöglichkeit daher geringer.

Verknüpfung der Niederterrassenschotter mit den Jungmoränen.

Wenn nun auch der Salzachlauf die eigentliche Symmetrielinie der subalpinen Gletscherentfaltung im Salzachgebiete ist, so schliesst er uns doch keine solche Verknüpfung von Niederterrassenschottern und Moränen auf, wie wir sie am Inn kennen gelernt haben. Wir treffen vielmehr dort, wo er den Gürtel der Jung-Endmoränen quert, unter letzteren ältere fluvioglaciale Ablagerungen, die einem hohen Tertiärsockel aufsitzen. Wir haben sie bereits früher kennen gelernt. Die Entwicklung der Niederterrassenschotter ist hier bis in die Gegend von Burghausen hin gering; erst östlich dieser Stadt wird sie im Unteren Weilhardtforste bedeutend. Das dortige breite Niederterrassenfeld schliesst sich an die Jung-Endmoränen des Oberen Weilhardtforstes an. Ausgedehnte Waldbedeckung erschwert hier die Untersuchung; mutmasslich ist hier

die Verknüpfung der glacialen und fluvioglacialen Ablagerungen, der Austritt der eiszeitlichen Salzach aus dem Gletscher zu suchen. Der Fluss wäre sohin in der Mittellinie des gesamten Moränengebietes in südnördlicher Richtung geflossen, in der Richtung unseres Profiles Fig. 29.

Altmoränen.

Die ausserhalb der Jung-Endmoränen gelegenen Altmoränen entfernen sich auf dem Ostflügel des Moränengebietes im Durchschnitt um 7 km von ihnen; sie reichen hier bis unterhalb Mattighofen bis an das Mattigthal, jenseits dessen sich erst südlich vom Schwemmbachthale die Altmoränen des Traungletschers einstellen. Gegen Norden reichen sie bis zur Linie Siedelberg, Adenberg, Höhenberg, Eschelsberg und Margarethenberg an der Alz. Westlich der letzteren können wir sie noch über Engelsberg bis Emertsham verfolgen, wo ihre Grenze in rechtem Winkel mit der der Altmoränen des Inngletschers zusammenstösst.

Riss-Moränen.

Ein grosser Teil dieser Altmoränen gehört der Riss-Eiszeit an. Dies gilt namentlich von denjenigen, welche wir an der Salzach in der Gegend von Burghausen antreffen. Wir haben bereits früher (S. 78) gesehen, dass sie mit den dortigen Hochterrassenschottern in Verknüpfung treten; sie liegen auf ihnen und bei Ach auch unter ihnen. An einer Stelle könnte es allerdings scheinen, als ob sie von ihnen zu trennen seien. Bei Leimgruben, westlich von Burghausen setzen sie in etwa 430 m Höhe sich scharf gegen die liegende Nagelfluh des Hochterrassenschotters ab, und die einzelnen Rollsteine desselben zeigen unter ihr nördlich gerichtete Schrammen. Doch handelt es sich nur um eine Kritzung einzelner Gerölle und es ist nicht die gesamte Nagelfluh glatt abgeschiffen, so wie wir es im Bereiche des Isargletschers mehrfach begegnen; es fehlen daher sichere Anhaltspunkte, um sie einer älteren Eiszeit als die hangenden Moränen zuzuweisen. Es dürfte hier ein ähnliches Phänomen vorliegen, wie wir es um Laufen kennen lernen werden, wo die Gerölle des Niederterrassenschotters unter den Würm-Moränen gekritzt sind. Oberhalb Burghausen verschwinden die mächtigen Hochterrassenschotter bald und gegenüber Reitenhaslach sehen wir bei Weitenau die schotterig entwickelten Altmoränen unmittelbar auf Tertiär aufruhen, das sich hier bereits bis 440 m Höhe, also 80 m über die Salzach erhebt, während es bei Burghausen nicht höher als bis 385 m ansteigt. In ähnlich grosser Höhe begegnen wir es im Durchbruche der Salzach durch die Jung-Endmoränen bei Nunreut.

Auch die weiter westlich von Burghausen bis gegen Kirchweidach hin gelegenen Moränen gehören zur Riss-Eiszeit. Sie verknüpfen sich mit Hochterrassenschottern, die wir am Halsbache aufwärts verfolgen können. Dieselben nehmen gekritzte Geschiebe auf und gehen in Schottermoränen über, welche nirgends scharf gegen sie abzugrenzen sind. Der Riss-Eiszeit gehören ferner die Moränen an, welche östlich Burghausen bei Hochberg und Gilgenberg, sowie weiterhin zwischen Handenberg und Pischelsdorf an das grosse Hochterrassenfeld im Norden des Salzachgletschers herantreten. Bei Handenberg und östlich Pischelsdorf (am Wege nach St. Georgen) fand sie A. E Forster mit den Schottern jenes Feldes innig verknüpft.

Mindel-Moränen.

Zwischen Gilgenberg und Handenberg jedoch haben wir es mit älteren Moränen zu thun. Hier erhebt sich der Adenberg (533 m) um fast 100 m über das nördlich

von ihm befindliche Hochterrassenfeld. An seinem Nordabfalle streicht über letzterem bei Hinterberg eine feste Nagelfluh aus, die wir ihrem Niveau nach zum jüngeren Deckenschotter zu stellen haben. An einer Stelle, bei Hinterberg, tritt diese Nagelfluh mit Moränen in Wechsellagerung, welch letztere wir daher der Mindel-Vergletscherung zuzuweisen haben.

Das Vorkommnis wurde von Brückner bei seinen Untersuchungen über den Salzachgletscher entdeckt. Er schreibt mir darüber folgendes: „Ist nicht vielleicht die Moräne auf dem Adenberge Mindel-Moräne? Ich habe den Nordabfall abgelaufen, hier lag (jüngerer) Deckenschotter und darüber Moräne, z. B. bei Spieglern: Untere Nagelfluh sehr stark verfestigt, darüber eine Sandschicht, zu oberst Moräne mit gekritzten Geschieben bis 500 m. Bei Hinterberg sah ich in 8 m hohem Aufschlusse Moräne mit Nagelfluh in Konnex, nach meiner damaligen Auffassung Riss-Moräne mit ihren Schottern, obwohl die Höhe für Hochterrassenschotter zu gross ist.“ A. E. Forster hat seither das Vorkommnis besucht und sich vergewissert, dass die Hinterberger Nagelfluh sich 30 m über das benachbarte Hochterrassenfeld erhebt, also nicht zur Riss-Eiszeit gehören kann. Er hat abermals ihre Verknüpfung mit Moränen festgestellt.

Weiter dürften der Mindel-Eiszeit die Moränen des Siedelberges auf der linken Seite des Mattigthales angehören. Sie sind durch das Engelbachthal von den übrigen Altmoränen gänzlich isoliert. Im letzterem Thale zieht sich aber ein Ausläufer des grossen Hochterrassenfeldes von der Nordseite des Salzachgletschers aufwärts; er umspannt die links des Engelbaches gelegenen Moränen und tritt stellenweise mit ihnen in Verknüpfung, während er auf der andern Seite in die Moränen des Siedelberges tief eingesenkt ist. Letztere sitzen jüngerem Deckenschotter auf, der, von ihnen ausgehend, den nördlichen Teil des Riedels zwischen Mattig und Engelbach bis gegen Mauerkirchen hin krönt. Ist aus dem Verhalten dieser Moränen zu den Hochterrassen des Engelbachthales zu schliessen, dass sie älter als die Riss-Eiszeit sind, so macht ihr Zusammenvorkommen mit dem jüngeren Deckenschotter ihre Zugehörigkeit zur Mindel-Eiszeit in hohem Masse wahrscheinlich.

Der sichere Entscheid ist dadurch erschwert, dass der Siedelberg ähnlich den Mindel-Moränen des Inngletschers auch die letzten Spuren glacialer Gestaltung verloren hat und nur äusserst dürftige Aufschlüsse darbietet. In der südlich Mattighofen gelegenen Partie sind sie so spärlich, dass Moränen hier noch nicht nachgewiesen werden konnten; weiter nördlich fand sie Brückner bei Aich und Baumgarten zwischen Pichelsdorf, Mattighofen und Uttendorf. Den jüngeren Deckenschotter sahen wir an der Strasse von Wagenham nach Mattighofen; Brückner fand ihn weiter nördlich bei Uttendorf und westlich davon bei Grillham und Schönhub.

Wie sich im einzelnen die Riss- und Mindel-Moränen des Salzachgletschers abgrenzen, müssen spätere Untersuchungen feststellen. Wir konnten sie daher auf unserm Kärtchen S. 129 nicht trennen und beschränkten uns dort, hohe und niedrige Altmoränen zu sondern, von denen die ersteren im wesentlichen der Mindel-Eiszeit angehören dürften. Nicht unwahrscheinlich ist uns dies betreffs der Moränen links der Alz zwischen Trostberg und Engelsberg. Sie sitzen jüngerem Deckenschotter auf und setzen sich scharf gegen das benachbarte Hochterrassenfeld ab. Möglicherweise gehören auch die ähnlich gelagerten Moränen rechts der Alz östlich von Trostberg zur Mindel-Vergletscherung. Brückner (S. 74) erwähnt, dass sie im Steinbruche von Palling diskordant auf dem (jüngeren) Deckenschotter auflagerten. Ich habe diesen Bruch bereits 1881 besucht und gesehen, dass die oberen Lagen mit gekritzten Geschieben schwach nach NW. fallen, während die unteren horizontal geschichtet sind. Eine scharfe Grenze zwischen beiden Partieen konnte ich nicht wahrnehmen, und habe damals den Eindruck erhalten, dass eine Verknüpfung von Deckenschotter mit den zugehörigen Schottermoränen vorliegt, welche hier wie sonst häufig schräge geschichtet sind. Auffällig ist jedenfalls, dass wir südlich von dieser Moränenpartie bei St. Georgen an der Alz das Stück eines Hochterrassenfeldes finden, dessen zu Nagelfluh verkittete Schotter erst bei Traunstein mit Moränen in Verknüpfung treten. Diese ist namentlich deutlich in einer Grube

nordöstlich Traunstein dicht an der Eisenbahn (südlich von Ettendorf) erschlossen, wo sich eine 20 m mächtige Nagelfluhbildung mit zwei Moränenbänken verzahnt.

Im Profil Fig. 28 haben wir auch die Moränen zwischen Engelbachthal und Gampern als Mindel-Moränen dargestellt. Wir thaten dies, weil die Hochterrasse des Engelbachthales sich scharf von ihnen abhebt und nicht wie ein Uebergangskegel an sie anbaut. Dazu kommt, dass sie durchweg einen sehr hohen Tertiärsockel haben und unfern Höring auf jüngerem Deckenschotter aufsitzen. Ist unsere Auffassung richtig, so würden die Riss-Moränen hier gänzlich fehlen, so wie es weiter östlich der Fall ist, wo die sehr mächtigen Würm-Moränen bei Kirchberg bis hart an das Mattigthal heranreichen. In Profil Fig. 30 stellten wir aus ähnlichen Gründen auch die Moränen auf der Höhe des Margarethenbergs zur Mindel-Eiszeit; doch möchten wir ausdrücklich erwähnen, dass ihre Auflagerung auf jüngerem Deckenschotter an sich dies noch nicht sicherzustellen vermag.

Riss-Moränen und Löss unter den Würm-Moränen.

Wie im Inngebiete, so erstrecken sich auch im Salzachgebiete die Jungmoränen eine Strecke weit über die älteren Glacialablagerungen hinweg. Dies gilt besonders von ihrem alpenfernsten Punkte bei Nunreut. Hier breitet sich vor ihnen das wellige Gelände der niederen Altmoränen mit ihrer Moränennagelfluh aus, und diese dürfte es auch sein, welche unter dem Jung-Endmoränenwalle auf hohem, bis 450 m ansteigendem Miocänsockel im benachbarten Engthale der Salzach durchstreicht.

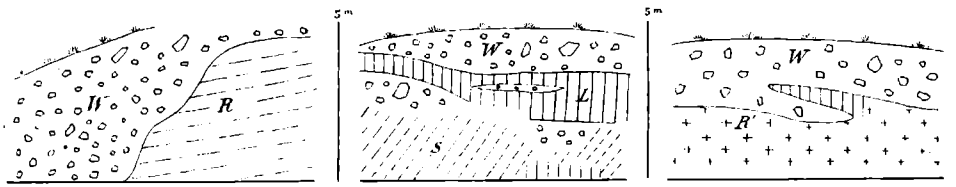


Fig. 31, 32 u. 33. Überlagerung der Würm-Moränen über Riss-Moränen (Fig. 31), ihre Verknetung mit Löss (Fig. 32) und Verwitterungslehm (Fig. 33) auf der Nordostflanke des Salzachgletschers. *R* frische, *R'* verwitterte Riss-Moräne. *L* und senkrecht schraffiert: Löss. *W* Würm-Moräne. *S* Schutt.

Fig. 31 bei der Kirche Aschau, Fig. 32 bei Gampern, Fig. 33 östlich Feldkirchen.

Weit ausgedehnter und wichtiger ist das Übergreifen der Jungmoränen über die niederen Altmoränen dort, wo letztere zwischen den hohen Altmoränen und dem Jung-Endmoränenzuge verschwinden, so dass dieser an jene unmittelbar herantritt. Hier fand Brückner (S. 63) unter den Jungmoränen den charakteristischen Lösslehm, der die hohen und niedrigen Altmoränen bedeckt und der weiter gegen Norden in echten typischen Löss übergeht. Hier auch trafen wir lose Jungmoräne unmittelbar an konglomerierte Altmoräne gelagert.

Die einschlägigen Aufschlüsse liegen zwischen Gundertshausen, Aschau und Feldkirchen Öster.-Ung. Spezialkarte 13 VIII Mattighofen). Wir schildern sie eingehender nach unseren Beobachtungen von 1891, da die kleinen Gruben schon damals einem raschen Verfalle entgegengingen, und wie uns A. E. Forster mitteilt, im Frühjahre 1901 grösstenteils schon verfallen waren. Halbwegs Gundertshausen-Aschau erhebt sich zwischen den Höfen Weilbuch und Aich ein kleiner Hügel. Ringsum erschliessen kleine Gruben Jungmoräne, die oberste legt darunter Lösslehm bloss. Es ist das von Brückner (S. 63) abgebildete Profil, von dem 1891 nur noch die linke Seite sichtbar war. In Aschau selbst, unfern der Kirche sehen wir in einer grösseren Grube feste Moränennagelfluh mit gekritzten Geschieben und Flyschblöcken (Fig. 31). Sie bricht mit einer steilen Wand ab gegen eine junge, unverkittete Schuttmoräne, mit vielen gekritzten Geschieben, Gneisblöcken sowie Nagelfluhblöcken, welche über sie übergreift. Hier grenzt sie mit einer glatten Oberfläche an die jüngere Glacialbildung an. Die Stelle war nicht zugänglich, es

konnte nicht festgestellt werden, ob sie Gletscherschliffe trägt. Wir gehen nunmehr von Aschau auf der Strasse nach Mattighofen. Nachdem wir wenig mehr als 1 km zurückgelegt haben, sind wir in dem kleinen Thälchen, das sich von Gampern nach Nordnordwesten zieht. 300 m oberhalb der Stelle, an der wir es erreichten, erschliesst eine Grube (Fig. 32) unter der Jungmoräne Lösslehm, in den Moränenmaterial eingeknetet ist; darunter liegt wieder Moräne, unten in der Grubensohle aber kommt zwischen dem herabgerollten Schutt abermals Löss zum Vorschein. Das ist der von Brückner erwähnte Aufschluss 1,5 km südöstlich Aschau bei Gampern. Nun folgen wir unserm Thälchen bis südlich von Gampern. Genau östlich von Feldkirchen entblösst eine Grube (Fig. 33) Jungmoränen mit Nagelfluhgeschieben, welche sich unten mit Lösslehm und Verwitterungslehm verknetet. Letzterer dürfte aus einer Moräne hervorgegangen sein. Brückner erwähnt dies Profil nicht, fand aber weiter oberhalb auch bei Renzelshausen Moräne auf Lösslehm, was zur Zeit unseres Besuches nicht mehr sichtbar war; auch die von ihm erwähnte Auflagerung von Niederterrassenschottern auf Lösslehm bei Altheim konnten wir nicht mehr feststellen. Die Gruben waren verfallen.

Drumlinzone mit Schottersockel.

Innerhalb des Gürtels der Jung-Endmoränen herrschen in strahliger Anordnung Drumlinformen. Brückner (S. 83) hat ihrer bereits 1886 gedacht, kurz nachdem durch Davis die Aufmerksamkeit auf sie gelenkt worden war; zugleich hat er aber hervorgehoben, dass bei aller Übereinstimmung in der Form mit den nordamerikanischen Vorkommnissen sich an ihrem Aufbau nicht bloss Grundmoränen-, sondern auch Schottermoränenmaterial beteiligt, ganz ebenso wie wir es im Inngletschergebiete gesehen haben. Ihre Anordnung ist eine streng strahlenförmige; links der Salzach laufen sie, wie auf dem Blatte Traunstein O des topographischen Atlas von Bayern sehr gut dargestellt ist, nordwestlich bis nordnordwestlich, rechts des Flusses nördlich bis nordöstlich, wie der Geländezeichnung des Blattes Mattighofen der österr.-ungar. Spezialkarte gerade noch zu entnehmen ist. Südlich Laufen fallen sie durch ihre beträchtliche Höhe von 30—40 m sehr auf; zwischen ihnen erstrecken sich hier vielfach ausgedehnte Moore, aus denen einzelne Schwärme nur inselförmig herausragen. Nordwestlich Laufen nimmt ihre relative Höhe ab; sie verflachen sich in der Richtung auf den alten See von Tittmoning.

Wie im Inngletschergebiete sitzen die Drumlin einem Schottersockel auf, dessen Verbreitung Brückner kartographisch dargestellt hat, und der uns in unseren Profilen Fig. 28—30 entgegentritt. Wir können ihn nicht so, wie im Inngebiete, bis zu den Niederterrassenfeldern verfolgen; er ist von ihnen durch die Endmoränen des Oberen Weilhardtforstes getrennt, unter denen er mutmasslich, so wie Profil 29 zeigt, durchstreicht. Unterhalb Laufen schneidet die Salzach durch diesen Schottersockel der Drumlin hindurch und legt hier dessen Liegendes bloss: an einigen Stellen Moräne, und unter dieser, weithin sich fortziehend, das subalpine Miocän.

Die einschlägigen Aufschlüsse sind von Brückner nach seinen Beobachtungen vom Jahre 1884 und kürzlich von Eb. Fugger nach Beobachtungen von 1893—1896 (Das Salzburger Vorland. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt IL. 1899. S. 287 (357) eingehend beschrieben worden. Wir besuchten sie bereits 1881, unsere Aufzeichnungen stimmen mit denen Brückners und Fuggers im wesentlichen überein. Dicht unterhalb Oberndorf-Altach, das Laufen gegenüber liegt, fanden wir zum ersten Male die Liegendmoräne wenige Meter über dem Flussspiegel angeschnitten; darüber folgt der hier in der Regel konglomerierte Schotter, etwa 40 m mächtig, gekrönt von der Moränendecke des Drumlingebietes. Das „weiche Konglomerat", das nach Fugger bei Laufen im Salzachbette in 6—8 m Mächtigkeit unter dem Schotter erbohrt worden ist, dürfte die Fortsetzung der Liegendmoräne sein. Etwa 1,5 km weiter unterhalb trafen wir sie wieder, angelehnt an eine Aufragung des Miocäns. Sie enthält Geschiebe einer löcherigen Nagelfluh und setzt scharf ab gegen das hangende, mehrfach konglomerierte Gerölle. Letzteres grenzt geradlinig an die sie bedeckende

Moräne, zwar nicht so, dass die einzelnen Gerölle von der Auflagerungsfläche durchschnitten werden, so wie dies bei den Gletscherschliffen auf dem Münchener Deckenschotter der Fall ist, aber doch so, dass wir auf den einzelnen, übrigens lose nebeneinander gelegenen Rollsteinen Schrammen wahrnehmen konnten. Sie laufen N 15° W. Die Örtlichkeit dürfte dem Mühlthaler Bruche entsprechen, in welchem Fugger die liegende Moräne antraf, und wo nach ihm wie auch im weiter oberhalb gelegenen Schuhmannbruche im Schotter Mammutzähne gefunden wurden. Weiter abwärts sahen wir den Ausbiss des liegenden Tertiärs noch eine kurze Strecke weit und verfolgten die Liegendmoräne noch bis nördlich von Osing. Das steht im Einklang mit der Angabe Brückners, dass sich die Liegendmoräne 2—2½ km weit erstrecke. Der Schotter wird nördlich von Wimpassing durch mächtige Bänderthonlager ersetzt. Nach Fugger ist es die liegende Moräne, die hier anschwillt, so dass der hangende Schotter hier als eine Thalausfüllung sich darstellt. Diesen Eindruck haben wir nicht erhalten; vielmehr schien es uns, als ob hier nicht bloss eine Ersetzung des Schotters durch Bänderthon, sondern auch eine Verknüpfung desselben mit der hangenden Moräne stattfinde. Auch am bayerischen Ufer fanden wir gleich Brückner unterhalb Arbesbichl die Liegendmoräne auf längere Entfernung unter dem Gerölle, das seinerseits von Moränen bedeckt ist; doch ist seine Grenze gegen dieselbe nicht so scharf, wie wir es von einer Stelle des österreichischen Ufers erwähnten.

Schwankung von Laufen.

Es sind also die Liegendschotter der Drumlin im Salzachgebiete ganz ebenso zwischen Moränen gelagert, wie im Inngebiete, und wenn auch hier und da die Grenze gegen ihre hangenden und liegenden Ablagerungen eine scharfe ist, so sind sie doch mit jenen entschieden verknüpft und von diesen nicht durch Zwischenbildungen getrennt, welche die Annahme einer längeren Zeit zwischen ihrer Ablagerung erheischen würde. Es fehlen Anhaltspunkte, um die Schotter als interglacial bezeichnen zu können. Der Habitus ist vielmehr ganz derselbe wie um Rosenheim und wir glauben, dass hier wie da eine interstadiale Bildung vorliegt. Sie erweist allerdings eine viel grössere Gletscherschwankung, als wir sie bei Rosenheim annehmen mussten. Es zieht sich unsere Geröllbildung südwärts fort bis über Saaldorf hinaus, also 12,5 km weit von der Stelle, wo sie von Moränen unterteuft wird. So weit muss sich der Gletscher während ihrer Ablagerung zurückgezogen haben. Diese Oszillation erfolgte aber an genau derselben Stelle des Gletschergebietes, wie die bei Rosenheim, nämlich im Drumlingürtel zwischen den Jung-Endmoränen und dem grossen Stammbecken, an dessen Grenzen wir uns bei Saaldorf befinden. Wir wollen diese Oszillation, welche die Würmvergletscherung während ihres grössten Standes machte, als die Schwankung von Laufen bezeichnen. Sie ist charakterisiert durch Niederterrassenschotter, die zwischen zwei Moränen gelagert sind.

Zweigbecken.

Die Drumlinzone beschränkt sich nicht auf das Miocängebiet des Alpenvorlandes, sondern erstreckt sich auch über einen guten Teil der vom Eise überflutet gewesenen Flyschzone, wo zwischen Salzburg und Ober-Trum Blatt Salzburg (14 VIII) der österr.-ungar. Spezialkarte nördlich streichende Rücken verzeichnet. Auch hier oben konnte Brückner an mehreren Stellen Ausbisse von liegendem Niederterrassenschotter wahrnehmen, und auch hier finden sich wie im Inngletschergebiete die für unsere Zone charakteristischen Zweigbecken. Brückner hat ihre Anordnung bereits hervorgehoben. Sie strahlen vom grossen Salzburger Stammbecken fingerförmig aus, und die meisten von ihnen werden zentral entwässert. Da haben wir zunächst — vergl. die Karte S. 129 — im Westen das am Abfalle der Flyschzone gelegene, durch die Sur zentral entwässerte Becken von Teisendorf (T). Dann die Furche des 27,5 m tiefen Waging-Tachinger Sees (W), die sich durch das Schönramer Filz (S) bis zur unteren

Sur erstreckt. Nun folgt in der Medianachse des subalpinen Gletschergebietes das breite und tiefe Becken von Tittmoning (Ti), gleich dem Waging-Tachinger See eingesenkt in das Miocän, während die Furche des Bührmooses und Ibmer Mooses (I) in der Mittellinie des ganzen sich auch über die Flyschzone erstreckenden Moränengebietes, zwischen Moränen und Schottern hoch über dem Miocän liegt. Die Abflüsse beider Moose, die Moosach und der Bladenbach richten sich südwärts, ebenso wie der Oichtenbach, welcher die Oichtenfurche (O) entwässert; sie ist in ihrer ganzen Ausdehnung in den Sockel des Moränengebietes eingesenkt. Im Osten wird sie im Haunsberge vom Abfalle des Flyschplateaus, weiter nördlich von dem des daran angelagerten subalpinen Miocäns überragt. Auf jenem Plateau wird eine Furche durch die Gruppe der beiden Trumerseen und des Grabensees mit 13 m grösster Tiefe (Tr) angezeigt; sie wird ausnahmsweise nicht zentral entwässert; ihr Abfluss ist die Mattig.[1]) Weiter haben wir die Furche des 23 m tiefen Seekirchner- oder Wallersees (S), sie entsendet die Fischach in der Richtung auf Salzburg, also auf die Alpen hin. Endlich finden wir, beinahe westöstlich streichend, eine seichte, von Moor erfüllte Furche bei Eugendorf (E). So zählen wir denn, genau in einem Halbkreise um Salzburg herum, acht verschiedene Zweigbecken, welche bereits von Brückner als Teildepressionen von der Zentraldepression des Salzburger Beckens geschieden worden sind. Mit einer einzigen Ausnahme werden sie der Salzach im Moränengebiete tributär. Sie und die kleine Mattig sind dessen einzige Abflüsse. Ganz entschieden wiegt die zentripetale Entwässerung vor; nur die mittlere Sur zwischen Teisendorf und Ringham, sowie in ihrer Fortsetzung die Achen, der Abfluss des Waginger Sees, befolgen eine peripherische Richtung; beide könnten aber leicht in die zentrale übergeführt werden, so ausgesprochen ist die Abdachung der Drumlinzone gegen das grosse Stammbecken von Salzburg. Die tiefe, von der oberen Sur zur Traun bis Traunstein sich hinziehende Rinne zeigt aber an, dass das Teisendorfer Becken wenigstens zeitweilig zur Traun überfloss.

Stammbecken von Salzburg.

Um Salzburg erstreckt sich, bereits ganz im Gebirge gelegen, eine weite sanft ansteigende Ebene. Sie senkt ihren letzten Ausläufer unfern Laufen auf 400 m Höhe herab; an der Vereinigung von Salzach und Saalach liegt sie 410 m, um Salzburg 430 m hoch, und auf 440 m steigt sie unfern der aus dem Berchtesgadener Lande kommenden Alm an. Bei Freilassing besteht sie in 420 m Höhe aus deltaartig schräge geschichteten Schottern, die durch den Bahnbau erschlossen waren. Um Salzburg hingegen sind die Schottermassen horizontal geschichtet, also fluviatilen Ursprungs. Diese weite Fläche erstreckt sich gleich dem Rosenheimer Becken in einer grossen Lücke des Gebirges. Doch hat die lose Aufschüttung eine so stattliche Mächtigkeit, dass sie teilweise lakustrer Entstehung sein muss.

Am Südende des Leopoldkroner Mooses ist der Schotter mit 24,5 m Mächtigkeit noch nicht durchbohrt worden[2]), reicht also hier bis etwa 410 m Meereshöhe herab. Ein Bohrloch in der Nähe des Kurhauses in Salzburg traf unter 6 m Schotter bald thonigen Schwemmsand, der nach unten immer thoniger wurde und in Thon überging.

1) Der Abfluss dieser Seengruppe zur Mattig und des Seekirchner Sees zur Fischach sind auf unserem Kärtchen S. 129 ausgeblieben.

2) Fugger. Die Torfgase im Untersbergmoore. Mitt. Gesellsch. f. Salzburger Landeskunde XIX. 1879. S. 168.

In mehr als 66 m Tiefe wechsellagerte dieser mit einer Konglomeratbildung; ob letztere noch zu den glacialen Ablagerungen, oder zur Gosau gehört, lässt sich nach dem vorliegenden Berichte [1]) nicht entscheiden. Er wurde mit den ersteren verglichen. Jedenfalls reicht die lose Aufschüttung bis mindestens 350 m Meereshöhe herab.

Zwischen den Flyschbergen bei Teisendorf und dem Haunsberge unfern Laufen schaltet sich eine Öffnung von 13 km Breite ein; treffen wir auch an ihrer Westflanke noch einzelne kleine Flyschkuppen, z. B. bei Hörafing, so ist es doch auch von diesen 10 km bis zum nächsten, rechts der Salzach zu Tage tretenden Flyschvorkommen. Weiter südwärts verschmälert sich der grosse Trichter zwischen dem Högelberge und dem Hochgitzen allerdings auf 7,5 km, aber er dringt noch tief in die Kalkalpen hinein und verbreitet sich hier zunächst an der Mündung des Salzachthales bis auf 11 km. Das ist der Durchmesser der fast ebenen Fläche, über der sich der Untersberg erhebt, und noch 4 km misst ihr Querschnitt, dort, wo sie sich an dessen Ostabfall allmählich in die Thalsohle des bis Golling noch 2—2,5 km breiten Salzachthales übergeht.

Diese Fläche ist gegenüber ihrer Umgebung übertieft. Alle die zahlreichen Zuflüsse, die sie von ihrer Ostflanke erhält, der Glasenbach, der Gotzenbach und die Fischach, haben in ihrem Unterlaufe, wo sie sich der Salzach nahen, ein erheblich steileres Gefälle als weiter aufwärts; denkt man sich ihre Gefällskurven ohne Knickung nach abwärts verlängert, so erreicht man das Salzburger Becken in einer um 500 m sich bewegenden Höhe. Und wenn auch auf der Westseite die Saalach gleichsohlig mündet, so erheben sich doch zwischen ihr und dem Untersberge die Vorstufen des letzteren auf 500—600 m; sie bilden in dieser Höhe eine Terrasse. Wir sehen ferner an den Beckenrändern die Formen des angrenzenden Geländes unter den Beckenboden allmählich untertauchen, und in der Fortsetzung scharfer Rippen des ersteren finden wir einzelne inselförmige Aufragungen aus dem Becken. Der Schlossberg und der Kapuzinerberg bei Salzburg fallen genau in die Fortsetzung der scharfen Rippe des Nöcksteins und Kuhberges; der Hügel von Morzg ist eine typische Rippe, die inselförmig in der Fortsetzung der von Glanegg aufragt. Der schmale Riedel zwischen Almthal und Salzachthal setzt sich östlich vom Untersberg in Gestalt von zwei schmalen seiner Längsrichtung folgenden, inselförmig aufragenden Rücken fort.

Übertieftes Salzachthal.

An das übertiefte Becken schliesst sich im Süden ein übertieftes Thal an. Zwischen Golling und Hallein in stattlicher Breite sich sanft von 470 m auf 440 m herabsenkend, ist das Salzachthal übertieft. Die ihm zufliessenden kleineren Gerinne haben einen steilen Unterlauf. Dies gilt namentlich vom Weitenaubache. Er fällt allmählich auf 800 m Höhe herab und erreicht dann plötzlich in einer Entfernung von nur 2,5 km in der engen Kärterer Schlucht den Salzachthalboden. Ähnlich senkt sich der Tauglbach erst langsam, um dann in schluchtartigem Thale sich der Salzach zu nähern. Ebenso verläuft das Wiesthal anfänglich mit geringer Neigung, um dann den Fluss von Oberalm mit steilem Falle in enger Schlucht und zwar in südöstlicher Richtung, also den Alpen entgegen, der Salzach zuzusenden. Links der Salzach hat das kleine Weissenbachthal eine deutliche Stufenmündung. Lediglich die beiden obersten Seitenthäler, links das

1) Heinr. Wolf. Artesischer Brunnen in Salzburg. Verhdgn. k. k. geolog. Reichsanstalt 1867. S. 109.

Blüntauthal, rechts das des Lammer Baches münden gleichsohlig, aber nach kurzer Entfernung haben beide stattliche Stufen. Wie die Flüsse verlaufen die Bergehänge. Sie senken sich östlich der Salzach auf eine 700—800 m hoch gelegene Fläche herab, die dann mit einem Male gegen das Salzachthal jäh abbricht. Ihre Oberfläche zeigt eine vorzügliche Rippung, und zwar laufen die Rippen in der Richtung des Thales, da dieses dem Schichtstreichen folgt. Ebenso ist es auf der Westseite: Von Kuchl bis unterhalb Hallein erheben sich ausserordentlich steile, ja stellenweise übersteile Thalgehänge, die bei Vigaun noch in später geologischer Vergangenheit zu einem Bergsturze Veranlassung gegeben haben und unterhalb Hallein wie eine gewaltige Prallstelle verlaufen. Dann beginnt wieder in 700—800 m Höhe ein Hügelland mit sanft welligen Formen, das sich in das Berchtesgadener Land hineinzieht. Es ist das breite Salzachthal trogförmig eingetieft in eine Landschaft, deren Erosionsbasis nicht, wie die heutige in 400—500 m, sondern in 600—700 m Höhe gelegen ist. So sehen wir denn im Salzachthale und im Salzburger Becken wieder ein altes Thalniveau, das sich mit einem Gefälle von etwa 3—4 ‰ alpenauswärts senkt und hier zusammentrifft mit dem Niveau, in welchem wir die Sohle des älteren Deckenschotters zu mutmassen haben. Es ist das Salzburger Becken samt dem sich daran anschliessenden Salzachthale ganz ebenso wie der Mündungstrichter des Innthales mit dem Rosenheimer Becken eingetieft in das präglaciale Thalniveau.

Glacialablagerungen im Gebiete der Übertiefung, Glasenbach.

Sowohl im übertieften Salzachthale wie auch im Salzburger Becken sind die Glacialablagerungen spärlich entwickelt. Sie beschränken sich im wesentlichen auf die Flanken beider. So finden wir zwischen Hallein und Adnet als Basis eines drumlinähnlichen Rückens ein Schottervorkommnis, das Brückner beschrieben hat (S. 92); weitere Moränen aus der Nachbarschaft erwähnen Fugger und Kastner[1]). Ihnen ist auch die Entdeckung und nähere Beschreibung der mächtigen Ablagerungen am Glasenbache zu danken[2]).

Der Glasenbach hat eine ganz ausgezeichnete Stufenmündung am Saume des Salzburger Beckens. Sein Boden mündet in 650 m Höhe, 230 m über der benachbarten Salzach. Er wird durch glaciale und fluvioglaciale Aufschüttungen gebildet. Zu oberst lagern Moränen, unter ihnen erschliesst der Bach in 570—600 m Höhe unscharf abgegrenzt horizontal geschichtete löcherige Nagelfluh. Sie besteht aus Salzachgesteinen, die Kalke walten aber darunter vor. In ihrem Liegenden entdeckten Fugger und Kastner bei Anlage der Strasse eine kleine Partie Grundmoräne, die bald wieder vermauert worden ist. Bereits 1884 konnte sie Brückner (S. 67) nicht mehr beobachten. Unmittelbar darunter streicht der Fels aus und bildet, gleich der Nagelfluh teilweise von den hangenden Moränen überkleidet, einen 150 m hohen Abfall gegen die Salzach. Wir haben also eine Schottereinlagerung in den mächtig entwickelten Moränen: wir treffen 150—180 m hoch über dem Boden des Salzburger Beckens neben demselben ein ganz ebensolches Profil, wie wir es 20 km weiter nördlich bei Laufen kennen gelernt haben. Beide Profile deuten übereinstimmend auf einen gleichen Gang der Entwicklung. Nachdem das Salzburger Becken bis über seinen Rand hinaus von der

1) Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg. 1885. S. 46.

2) Glaciale Erscheinungen in der Nähe der Stadt Salzburg. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1883. S. 136. Naturw. Studien S. 47 u. 86.

herannahenden Würmvergletscherung bis mindestens Laufen und bis in das Glasenbachthal hinein erfüllt worden war, zog das Eis sich auf das Bereich des Beckens zurück, und an seinem Aussenrande wurden nun die Schotter von Laufen abgelagert. Wenn nun das Eis während dieser Laufenschwankung mit demselben Oberflächengefälle anstieg, wie bei seiner grössten Verbreitung während der Würm-Eiszeit, nämlich mit 12,5 ‰, so reichte es an der Mündung des Glasenbaches bis 580 m, versperrte also das Thal, konnte jedoch nicht darein eindringen. Aber seine Schmelzwasser konnten es durchmessen, da es im Hinterwinkel gegen das Oberalmthal geöffnet ist. Trotz mächtiger, offenbar jüngerer Moränenablagerungen liegt die Scheide dahin nur 680 m hoch. Nachdem dann der Gletscher einige Zeit stabil gelegen, drang er bis zu den Jung-Endmoränen vor. Wir rechnen also die Nagelfluh des Glasenbaches zum Laufenstadium.

Die Salzburger Nagelfluh.

In der Nähe der Inseln älteren Gesteins, die wir bei Salzburg kennen gelernt haben, treffen wir, zum Teil unmittelbar an sie angelehnt, eine feste Nagelfluh, die in allen Stücken der Bibernagelfluh des Rosenheimer Beckens gleicht und ebenso deltaartig schräge geschichtet und zwischen Moränen gelagert ist. Sie fällt jedem Besucher Salzburgs auf: an ihre steilen grösstenteils künstlich behauenen Wände ist ein grosser Teil der älteren Stadt unmittelbar herangebaut, der Friedhof von St. Peter ist an sie gelehnt, das Neuthor durch sie hindurchgebrochen. Dementsprechend ist sie häufig in der Litteratur erwähnt; aber über ihr Alter sind die verschiedensten Ansichten geäussert worden; wir müssen daher näher auf sie eingehen.

Die Salzburger Nagelfluh besteht aus Geröllen der verschiedensten Salzachgesteine; Urgebirgsarten und Kalke halten sich ungefähr die Wage; das Bindemittel ist kalkig und allenthalben fest, hier und da füllt es die Lücken zwischen den Geröllen vollständig aus, gewöhnlich aber bleiben jene teilweise offen; manche Partien machen den Eindruck einer losen Schüttung, so z. B. eine grössere im südlichen Steinbruche am Rainberge; hier sind grobe, bis kindskopfgrosse Gerölle von Kalk nur an den Berührungsstellen verkittet. Im Mittel sind die Gerölle nur ei- bis faustgross, stellenweise, z. B. südwestlich vom Schartenthore, kommen auch feinkörnige, sandsteinartige Partien vor. Das Fallen ist ausnahmslose ein schräges und beträgt 20°—30°; seine Richtung wechselt. In der Nähe des Schartenthores ist sie südwestlich, am Neuthore westlich mit einer kleinen Abweichung nach Norden, in der Nähe von Mülln nordnordwestlich. Am südlichsten Vorsprunge des Mönchsberges, an der Sinnhubstrasse unweit des neuen Versorgungshauses ist das Fallen dagegen nordnordöstlich, auf der Nordseite des Rainberges westwärts mit Abweichungen nach Süd, auf der Nordseite des Mönchsberges nach Westnordwesten bis Nordwesten. Die Ablagerungen stellen also keinen in sich konkordant geschichteten Komplex dar, und in der That sieht man auch in grossen Aufschlüssen, wie z. B. im südlichen Steinbruche am Rainberge, wie die Fallrichtung eine Drehung beschreibt. Dabei ist aber der Fallwinkel unveränderlich derselbe, nämlich der loser Aufschüttungen. Darnach haben wir es mit einem alten Delta zu thun, das grösstenteils von Osten her, teilweise von Süden her aufgeschüttet worden ist. Mit dieser Deutung steht im Einklange, dass die Mächtigkeit der einzelnen Schichtbänke nicht gleich bleibt, sondern gewöhnlich von oben nach unten abnimmt. Es keilt sich beispielsweise die erwähnte besonders grobkörnige Partie im südlichen Steinbruche des Rainberges nach unten völlig aus.

Nahezu rings um den Mönchs- und Rainberg herum reicht die Nagelfluh bis zur Thalsohle (ungefähr 420 m) herab. Ihr Liegendes hebt sich lediglich am Südostende beider Berge hervor; ferner stösst sie im Osten des Mönchsberges an den Hauptdolomit der Feste Hohensalzburg (542 m). Die Grenze verläuft unweit der neuen Drahtseilbahn, ist jedoch in dem dicht bebauten Gelände nirgends blossgelegt. Ebenso ist der Kontakt zwischen der Nagelfluh und den oberen Kreideschichten am Südosteck des Mönchsberges nicht aufgeschlossen. Anders auf der Südostseite des Rainberges. Gehen wir von der Sinnhubstrasse in den grossen, mehrfach erwähnten Steinbruch auf der Südseite des Berges, so steigen wir über Kreideschichten empor, die durch eine Wegverbreiterung im Frühjahre 1899 gut aufgeschlossen waren. Es sind vorzugsweise Mergel, die am Wegein-

schnitte 5—6 m hoch ansteigen. Beim Eintritte in den Steinbruch verlassen wir sie und erreichen neben ihnen die Nagelfluh. Die Grenze ist scharf, sie bildet eine ziemlich steil nordwärts fallende, im einzelnen sehr unregelmässig verlaufende Fläche; sie schneidet die Schichten der Kreidebildungen schräge ab, und an sie stossen die des Konglomerates an; es ist eine ausgesprochen diskordante Anlagerung, die hier vorliegt.

Im aufgelassenen Steinbruche am Südosteck des Rainberges reicht die obere Kreide etwa 20 m höher. Der Weg von der Schwimmschulstrasse zu diesem Bruche schneidet Mergel an, auf die sich beim Eintritte in den Bruch zunächst eine Sandsteinbank und darüber die Nagelfluh lagert. Der Kontakt war im Frühjahre 1899 beiderseits des Weges aufgeschlossen. In der hangenden Partie des Mergels fanden wir hier eine Anzahl von typischen gekritzten Geschieben, die wir mehrfach unter den vorspringenden Wänden des Konglomerates hervorholten. Es ist ausgeschlossen, dass sie vielleicht erst nach Ablagerung desselben eingepresst wurden. Die ganze Art ihres Auftretens macht sicher, dass sie vor Ablagerung der Nagelfluh in die obersten Lagen des Mergels eingeknetet wurden.

Es taucht am Rainberge eine von Gletschern bearbeitete Oberfläche der Gosauschichten unter die Salzburger Nagelfluh unter, und diese wird anderorts von Moränen überlagert. Ihr Hangendes ist allerdings nur selten erschlossen. Mönchs- und Rainberg sind durch die Festungsanlagen und den Steinbruchbetrieb stark verändert worden, so dass ihre ursprüngliche Oberfläche nur selten entgegentritt. Eine solche Stelle ist nach freundlicher Mitteilung von Professor Hans Crammer 1900 im grossen Steinbruche des Rainberges angeschnitten worden. Es wurde oben nahe dem Südrande des Plateaus eine wenige Dezimeter mächtige Lage Grundmoräne angetroffen, unter welcher die Nagelfluh einen deutlichen Gletscherschliff mit nordnordwestlich laufenden Schrammen zeigte, der in der Sonne glänzte. Er ist bald darnach abgesprengt worden. Er lehrt, dass die Salzburger Nagelfluh erheblich älter ist als die letzte Vergletscherung der Gegend; die gekritzten Geschiebe im Liegenden erweisen ferner, dass ihrer Ablagerung eine Vergletscherung vorausgegangen ist; wir erhalten also für ihr Alter ganz dasselbe Ergebnis, wie für die Bibernagelfluh. Sie ist interglacial und gehört wahrscheinlich zwischen die Riss- und Würm-Eiszeit. 4 km südlich von Salzburg begegnen wir im Parke zu Hellbrunn einer ganz ähnlichen Ablagerung. Das bekannte Felsentheater daselbst ist in einer besonders feinkörnigen, sandsteinartigen Partie einer Nagelfluh ausgearbeitet, die sich von der des Mönchsbergs lediglich durch das Zurücktreten von Urgebirgsgeröllen unterscheidet. Sie ist gleichfalls deltaartig schräge geschichtet und fällt auf der Westseite des Hügels nach Westnordwest. An der Ostseite hebt sich unter ihr Gosaukonglomerat hervor, das sich von ihr auf den ersten Blick unterscheidet. Es ist grobkörniger und dichter verkittet, vor allem aber enthält es nur Gerölle von Kalken und roten Hornsteinen, Urgebirgsmaterial fehlt gänzlich. Sein Fallen ist weit steiler als das der hangenden Nagelfluh, vom direkten Wege aus dem Parke zum Felsentheater aus sehen wir beide Gesteine diskordant gelagert. Unmittelbar südlich vom Felsentheater findet sich eine kleine Moränenpartie auf der Nagelfluh, die sohin auch hier in das Liegende der in der Gegend herrschenden Würm-Moränen gehört. Der nördlich benachbarte Hügel von Morzg besteht aus Nummulitenkalk.

Ein interglaciales Alter der Salzburger Nagelfluh, wie wir es nunmehr durch Beobachtungen feststellen konnten, ist bereits früher von mir (V. D. A. S. 343) und von Brückner (S. 85) angenommen worden, nachdem die Ablagerung schon vorher von Boué (Mémoire géologique sur le sol tertiaire et alluvial du pied septentrional des Alpes allemandes. Journ. de géolog. II 1830 S. 333), Morlot (Erläuterungen zur geolog. Karte d. nordöstl. Alpen. 1847. S. 68 u. 71) und Gümbel (Kreide in Salzburg. Verhdgn. k. k. geolog. R.-A. 1882. S. 286) für quartär angesprochen worden war. Ersterer hat sie bereits als Deltabildung erkannt. Mehrfach ist sie als ein Glied der oberen Kreide erachtet worden, so von Lipold (Jahrb. k. k. geolog. R.-A. 1851. a. S. 22), Woldrich und

Aberle (Verhdgn. k. k. geolog. R.-A. 1870. S. 30), während v. Köchel (Die Mineralien des Herzogtums Salzburg 1859. S. LXV), Fugger und Kastner (Naturw. Studien u. Beob. aus und über Salzburg 1885. S. 14) sie zum Neogen stellten. Diese älteren Ansichten sind bereits von Brückner diskutiert worden. Seither ist Wähner (Geologische Bilder von der Salzach. Schrift d. Vereins z. Verb. naturw. Kenntnisse Wien. XXXIV. 1894. S. 459. 507 u. 527) für ein sehr hohes, wahrscheinlich alttertiäres Alter eingetreten. Diese Ansicht beruht auf der Annahme, dass keine Lücke in der Schichtfolge zwischen der liegenden Gosau und der Salzburger Nagelfluh vorhanden sei, und dass die schräge Schichtstellung — Wähner hat nur westliches Fallen beobachtet — gleich der des Untergrundes, sich auf tektonische Ursachen zurückführe. Die Diskordanzen, die wir an der Grenze gegen das Liegende mehrfach wahrnahmen, sind von Wähner nicht bemerkt worden, ebenso wie die Veränderlichkeit im Fallen der Nagelfluh, das er ausschliesslich als westwärts ansah, während es nach unseren Beobachtungen um beinahe 180° zwischen SW. (Schartenthor) und NNW. (Südspitze des Mönchsberges variiert. Es sei schliesslich bemerkt, dass unsere Salzburger Nagelfluh eine echte löcherige ist und sich in ihrem Gesamthabitus weit entfernt von der dichten Gosau-, Eocän- und Miocän-Nagelfluh der Umgebung; sie unterscheidet sich von ihnen wesentlich durch den Mangel von Geröllen mit Eindrücken und ist auch nirgends von Harnischen oder anderen Verwerfungen durchsetzt. Wähner allerdings spricht von solchen; seine Stilisierung, dass sie vielfach von „Bruchflächen (offenen Spalten, kleinen Verwerfungen) durchsetzt" sei, lässt mutmassen, dass er die häufigen Gesteinsklüfte dafür genommen hat. Während der Drucklegung dieses Bogens hat sich endlich Fugger neuerlich für das miocäne Alter der Nagelfluh ausgesprochen (Mitt. Gesellsch. f. Salzburger Landeskunde. XLI. 1901.) Er hält die von ihm abgebildeten Gletscherschliffe auf dem Rainberge für unvereinbar mit einem quartären Alter. Dass gar nicht selten die älteren Quartärbildungen unter den jüngeren geschrammt sind, ist ihm offenbar unbekannt. Ferner giebt er ein Profil der Schichtlagerung am Eingang in den aufgelassenen Steinbruch am Rainberge, um zu zeigen, dass hier zwischen Nagelfluh und liegenden Kreidemergeln Moräne nicht vorkäme. Dadurch wird die Richtigkeit unserer Beobachtung, dass in der hangenden Partie der Mergel gekritzte Geschiebe liegen, nicht berührt.

Brückner hat (S. 84) noch eine ganze Anzahl Vorkommnisse von deltaartig schräge geschichteter Nagelfluh aus der weiteren Umgebung von Salzburg angeführt. Sehen wir von dem auf 557 m Höhe ansteigenden Hügel der Ruine Gruttenstein unfern Reichenhall ab, welcher bereits im kleinen Becken von Reichenhall gelegen ist, so liegen sie allesamt weiter nördlich im Bereiche der Drumlin zwischen Salzach und dem Waginger See. Bei Weildorf fällt die Nagelfluh nur schwach nordwestlich, bei Osing unfern der Salzach schwach nordöstlich, unfern davon bei Dürnberg etwas steiler (20°) mehr östlich, bei Steinmasl unfern des Waginger Sees wieder schwächer nordnordöstlich. Scharf abgesetzt über diesen nördlichen Ablagerungen findet sich Grundmoräne, unter der ihre Oberfläche bei Steinmasl und Dürnberg geschrammt ist (Brückner S. 13). Sie zeichnen sich vor den südlichen Vorkommnissen durch die grössere Feinheit ihres Kornes aus. Die meisten können als grobe Sandsteine gelten. Hand in Hand damit geht ihr geringerer Neigungswinkel, wie dies für feinkörnige Deltaaufschüttungen charakteristisch ist. Sie liegen insgesamt zwischen 420 m und 500 m Höhe.

Der interglaciale See von Salzburg.

Sie ermöglichen uns eine Vorstellung von der Ausdehnung des interglacialen Sees von Salzburg zu gewinnen. Er reichte von Hellbrunn bis nördlich Laufen und an das Ostufer des Waginger Sees, hatte also eine Länge von 30 km und eine grösste Breite von 10 km; seine grösste Tiefe überschritt 80 m; denn wir finden die Nagelfluh noch auf der Höhe des Mönchsberges (503 m) mit ihrer schrägen Schichtung; es lag der Spiegel des Sees also noch höher; zugleich muss diese bei Salzburg unter 420 m Höhe herabgereicht haben. Es war ein See von der Länge des Zürichsees und der Breite des Genfer Sees, der sich hier erstreckte. Sein Flächeninhalt dürfte etwa 150 qkm, so viel wie

der des Comersees betragen haben; so gross ist das Areal, das sich zwischen den einzelnen Vorkommnissen erstreckt. Und wenn wir seine mittlere Tiefe nur zur Hälfte der grössten setzen, die über 80 m betragen hat, so hatte unser See ein Volumen von 6 cbkm, also rund doppelt so viel wie der Starnberger See. Wir haben auf der Nordseite der Ostalpen gegenwärtig keinen See von annähernd gleichen Dimensionen.

Der interglaciale Salzburger See reichte vom Abfall des Untersberges quer durch die Flyschzone bis in das Bereich des subalpinen Miocäns. Seine Ausdehnung war von der Tektonik der Alpen und ihres Vorlandes unabhängig, und seine Entstehung kann mit der beider nicht in Beziehung gebracht werden. Wohl aber war er gleich den heutigen grossen Alpenseen beschränkt auf das Gebiet der eiszeitlichen Vergletscherung; er nahm das grosse Zungenbecken der älteren Vergletscherungen ein. Die Höhe seines in über 500 m Höhe anzusetzenden Spiegels stellt uns aber vor dasselbe Problem wie die des interglacialen Sees im Rosenheimer Becken. Es fehlt gegenwärtig im Norden eine genügend hohe Umwallung, um den See zu spannen. Auch hier müssen wir zur Annahme greifen, dass der Gürtel der Altmoränen einst zusammenhängender und namentlich höher gewesen sei als heute. Er muss eine starke Abtragung erfahren haben, was mit den verwaschenen Zügen seiner Oberflächengestaltung gut übereinstimmt.

Übersicht.

Wir überblicken nunmehr den Gesamtaufbau vom Moränengebiete des alten Salzachgletschers. Wir erkennen alle einzelnen Glieder wieder, die wir im Inngletschergebiete unterscheiden konnten: die Gürtel der Altmoränen und Jung-Endmoränen, die Drumlinzone mit ihren Zweigbecken und das grosse Stammbecken, welch letzteres auch hier als Ende eines übertieften Thales erscheint. Alle diese Glieder sind aber dem Gebirge näher als im Inngebiete. Die Jung-Endmoränen entfernen sich nicht 42 km sondern nur 28 km vom Saume der Flyschzone, das Drumlingebiet rückt vom subalpinen Miocän bis auf die Flyschzone, das grosse Stammbecken reicht nicht mehr aus den Alpen heraus. Im Gürtel der Altmoränen haben wir auch hier solche der Mindel- und der Riss-Vergletscherung unterscheiden können, und zwar halten sich jene im äusseren Umkreise von diesen. Wiederum sehen wir die Jungmoränen eingeschachtelt in die Altmoränen, und im Drumlingebiete gelagert in das Bereich des Zungenbeckens der älteren Vergletscherung. Das wird hier besonders dadurch erwiesen, dass sich die interglaciale Ausfüllung des alten Zungenbeckens bis in die Drumlinzone hinein erstreckt. Das Stammbecken erscheint auch hier geknüpft an eine grosse trichterförmige Thalmündung, ist aber auf dieselbe beschränkt. Die Regelmässigkeit in der Erweiterung des Trichters wird jedoch dadurch unterbrochen, dass er an der Grenze der Flysch- und Kalkzone eine Verbreiterung zeigt. Sie liegt dort, wo der Mündungstrichter des Salzachthales mit dem des Saalachthales zusammentrifft; der trennende Riedel ist hier eine Strecke weit verschwunden. Er taucht aber weiter nördlich als Högelberg in einer Erhebung der Flyschzone wieder auf, der vom benachbarten Teisenberge durch den Thalzug von Anger, ein altes Saalachthal, geschieden ist.

Über den angeblich tektonischen Ursprung des Salzburger Beckens.

Im Süden vom Untersberge überragt, macht das Salzburger Becken noch viel mehr als das von Rosenheim den Eindruck eines Einbruches in den Alpen. Ed. Suess[1]) hat es als solchen gedeutet. Er bemerkte, dass die Flyschzone in Bayern gegen Nordnordost abbricht und dann mit gleichem Streichen jenseits der Salzach wieder empor-

1) Das Antlitz der Erde. I. 1885. S. 175 und 287.

taucht. Hieraus folgerte er, dass „die Flyschzone ihrer vollen Breite nach gegen Ost bis an die Salzach und gegen Süd bis an die Kalkwände des Untersberges zur Tiefe hinabgesunken ist.“ Soll diese Argumentation, der sich Fugger[1]) angeschlossen hat, nicht das Becken durch die Annahme von Verwerfungen, diese aber lediglich durch das Becken erweisen, so müssen letztere noch durch anderweitige Gründe gestützt werden. Suess selbst deutet solche an. Er erwähnt, dass die Flyschzone rechts der Salzach weiter gegen Norden gerückt ist als links vom Flusse und führt dies auf Verschiebungen im Sinne von Blattflächen zurück. Bei der grossen Breite des Beckens können wir aber auch das Hinaustreten der Flyschzone auf der linken Thalseite durch Annahme unbedeutender Unregelmässigkeiten im Streichen der an der Beckensohle liegenden Schichten erklären, wie sie allenthalben in den Kalkalpen und in der Flyschzone vorkommen, müssen also nicht zur Annahme eines Blattes greifen. Wähner[2]) sprach aus, dass nicht nur die Flyschzone, sondern auch ein grosser Teil der Kalkzone vom Einbruche betroffen sei, nur einzelne Stücke seien stehen geblieben, oder vielmehr nicht so tief gesunken wie die übrigen Schollen; sie bildeten nun die Felsaufragungen aus dem Becken. Er stützte diese Annahme durch den Hinweis auf ihre Wände, die sehr steil oder senkrecht seien. Letzteres können wir nur von den künstlich behauenen Wänden der Salzburger Nagelfluh bestätigen; sonst sind die Flanken unserer Hügel nicht aussergewöhnlich steil. Ferner machte Wähner auf das hohe Alter des Beckens aufmerksam. Es ist im Süden eingenommen gewesen von den Meeren der jüngeren Kreide- und älteren Tertiärperiode, deren Ablagerungen als Gosau- und jüngere Nummulitenschichten namentlich am Fusse des Unterberges verbreitet sind. Aber gerade in der Flyschzone, in welcher der grössere Teil des Beckens sich erstreckt, fehlen diese Schichten. Ferner sind sie durchweg mehr oder weniger steil aufgerichtet; seit ihrer Ablagerung hat also die Gebirgserhebung fortgedauert. Es ist daher kaum anzunehmen, dass diese die Gestaltung der alten Meeresbecken, die sich einst südlich Salzburg erstreckten, so unverändert liess, dass wir das heutige Becken als ihren Nachfolger ansehen könnten. In der That greifen die Gosau- und jüngeren Nummulitenschichten weit über die Grenzen des Salzburger Beckens hinaus und beteiligen sich dann vielfach am Aufbau des Gebirges.

Alle Schichtstörungen der Gegend um Salzburg sind älter als die grosse Ausgestaltung des dortigen Thalsystems; sie dürften bald nach der Miocänepoche zur Ruhe gelangt sein, deren Schichten am Alpenrande nur ganz unbedeutende Störungen aufweisen. Das Salzburger Becken aber ist eingeschnitten in das präglaciale Thalsystem, es ist daher viel jünger und kann mit der Aufrichtung des Gebirges nicht in Beziehung gebracht werden. Gleich den anderen Becken an den trichterförmigen Thalmündungen im Gebiete eiszeitlicher Gletscher gelegen, ist es in seiner Entstehung zeitlich und räumlich auf die Eiszeit beschränkt; wir können es mit Brückner nur auffassen als das Ende eines vom Gletscher vertieften Thales.

Geschichtliches.

Die glacialgeologische Erforschung des Salzachgebietes ist durch die mehrfach erwähnte Monographie Brückners bis zu einem gewissen Abschlusse gebracht worden, wobei die ältere Litteratur bereits eine eingehende Würdigung erfahren hat. Unsere Schilderung stützt sich fast durchweg auf eigene Beobachtungen, die wir teilweise bereits 1881 machten, noch bevor Brückner seine Untersuchungen begonnen hatte, und die wir seither, 1891 und 1899 behufs deren Kontrolle fortgesetzt haben. Wir sind dadurch in die Lage versetzt, auf Grund eines selbständig erhaltenen Beobachtungsmateriales die Übereinstimmung unserer Ergebnisse mit denen Brückners sowohl in der

1) Das Salzburger Vorland. S. 412.
2) Geologische Bilder von der Salzach. S. 504 u. 528.

Deutung der einzelnen Ablagerungen, wie auch in der Auffassung der Entstehungsgeschichte der Ganzen aussprechen zu können. Das schliesst einzelne Differenzen in der Auffassung nicht aus. Während Brückner (S. 74) ausdrücklich hervorhob, dass die äusseren Moränen scharf gegen den liegenden jüngeren Deckenschotter abgrenzen, fanden wir Gründe, einen Teil von ihnen als deren Aequivalente in die Mindel-Eiszeit zu verweisen. Wir stützten uns dabei teilweise auf Mitteilungen Brückners und auf die Ergebnisse von Begehungen, die A. E. Forster 1901 ausführte. Wir wichen ferner von Brückners Ansicht ab, dass bei Laufen eine interglaciale Schotterbildung vorliegt, und erachteten letztere für interstadial. Ebenso war unsere Auffassung der Glasenbachschotter, welche Brückner (S. 94 und 102) wegen ihrer hohen Lage zum Hochterrassensehotter stellte; eine solche Deutung erscheint wegen ihres Verhaltens zu den hangenden Moränen nicht zulässig. Die einzige Stelle, wo unsere Beobachtungen zu abweichendem Ergebnisse führten, und wir die geologische Karte etwas anders kolorieren möchten, haben wir bereits erwähnt (S. 78). Abgesehen davon haben wir Brückners Karte richtig befunden, was wir angesichts des abweichenden Verlaufes der Grenzen der Jung-Endmoränen und der Moränen auf Fuggers Karte des Salzburger Vorlandes ausdrücklich betonen. Fugger rückt die Jung-Endmoränen an der Salzach zu weit nach Norden und lässt sie nicht westlich um den Tannberg herumlaufen, sondern zieht sie nördlich quer über das Mattigthal zum Schwemmbache. Die dortigen Moränen gehören zu den Altmoränen, wie wir, vollauf in Übereinstimmung mit Brückner, feststellten, als wir die äusseren Moränen des Traungletschers verfolgten.

III. Kleine Nachbarn des Inn- und Salzachgletschers.

Der Chiemsee- oder Gross-Achengletscher Der Priengletscher. Der Leizach- und Schlierseegletscher. Der Tegernseegletscher: Jung-Endmoränen und eiszeitliche Schneegrenze. Niederterrassenfeld und Thalverbauung. Altmoränen. Übertieftes Zungenbecken. Thalmündungstrichter. Uferlinien. Geschichtliches. Der Saalachgletscher und die Gletscher der bayerischen Traun. Östliche Nachbarn des Salzachgletschers.

Der Chiemsee- oder Gross-Achengletscher.

So kräftig trat der Inngletscher aus den Alpen heraus, dass sein grosser Ausbreitungsfächer sich vor die Mündung benachbarter Thäler legte und den Austritt von deren Gletschern hinderte. Nur einer vermochte sich zur Geltung zu bringen: der des Chiemsee- oder Grossachenthales. Über den Pass Thurn und den Sattel von Hochfilzen vom Salzachgletscher, sowie beiderseits des Kaisergebirges vom Inngletscher gespeist, erreichte er noch dicht oberhalb der Mündung seines Thales 1090 m Höhe und, mehr als 520 m mächtig, breitete auch er sich fächerförmig auf dem Alpenvorlande aus. (Vergl. bayer. Atlasblätter Rosenheim O u. Traunstein W.) Im Westen stiess er allerdings längs der Linie Mauerkirchen-Nieder-Seeon mit dem Inngletscher zusammen, aber nach Norden und Osten konnte er sich wenigstens während der letzten Eiszeit frei entfalten. Seine Jung-Endmoränen umziehen den Chiemsee (Ch d. Karte S. 129). Unfern Seeon stossen sie mit denen seines westlichen Nachbarn unter rechtem Winkel zusammen; verlaufen diese südlich, so ziehen sie sich, oberhalb Offling den Abfluss des Chiemsees querend, zunächst ostwärts bis dicht an die bayerische Traun; dann biegen sie nach Südosten um und begleiten das Westufer dieses Flusses, bis sie unfern Adlholzen den Fuss der Alpen erreichen. Hier fanden wir am Wege nach Ober-Siegsdorf bei Alzing noch einen typischen Endmoränenwall mit 670 m Höhe; sonst steigen sie bei Traunstein auf 630 m und am Nordrande des Gebietes auf 570 m an. Die zugehörigen Entfernungen von der Austrittsstelle des Gletschers aus dem Gebirge, die wir beim Dorfe Grassau ansetzen, sind 14 km, 17 km und 22 km. Daraus haben wir auf ein ziemlich geringes Gefälle (12—13 ‰) der randlichen Partien der Zunge zu schliessen. Denken wir uns dieses Gefälle bis zum Rande des Gebirges fortgesetzt, so erhalten wir für die Höhe der Gletscherober-

fläche hier etwa 850 m. Nur 5 km weiter südlich fand Brückner (S. 43) erratische Geschiebe am Westabfalle des Hochgern in 1100 m Höhe; wir müssen daher auch für den Chiemseegletscher annehmen, dass das Gefälle an der Spitze des Eisfächers grösser war als am Rande. Zur Zeit seiner grössten Entfaltung deckte er 470 qkm, während der Würm-Eiszeit nur 440 qkm.

Der Jung-Endmoränengürtel des Chiemsees zerfällt in mehrere deutlich getrennte Wälle. Zwischen See und Traun zählen wir deren 3—4, welche ziemlich genau parallel streichen. Auf der Nordwestseite des Sees divergieren sie etwas. Während der äusserste Wall mit denen des Inngletschers zusammenstösst, biegen die inneren südsüdwestwärts um und laufen parallel dem Seeufer in der Richtung auf Gstadt, worauf sie sich, nach der Darstellung des Atlasblattes Rosenheim W zu urteilen, mit dem Seeufer nach Westen auf Rimsting ziehen. Es bleibt ein weiter Raum zwischen ihnen und der idealen Fortsetzung des äussersten Walles. Hier dehnt sich, von Moränen umschlossen, das weite Frei-Moos aus.

Das Frei-Moos (Fr. M. der Karte S. 129) an der Nordwestflanke des Chiemsee-Achengletschers findet im gleichnamigen Moose (Fr. M. ebenda) an der Nordostseite des Inngletschers ein Seitenstück. Zwischen beiden Moosflächen erstreckt sich ein hochgelegenes Gelände, das wir nicht besuchen konnten. Die Geländedarstellung auf Blatt Rosenheim Ost des topographischen Atlas von Bayern ermöglichte uns nicht, hier den Verlauf einzelner Endmoränenzüge zu verfolgen.

Aussen lehnt sich an den Jung-Endmoränengürtel ein steil abfallendes Schotterfeld, welches in der Gegend von Altenmarkt seine grösste Breite von 2—3 km hat; es senkt sich von 550 m auf 530 m herab und zieht sich gleich dem die Traun begleitenden Schotterfelde an der Alz als Niederterrasse abwärts. Es wird von den Altmoränen überragt; um Altenmarkt sitzen sie einer festen Nagelfluh auf, welche von der Alz nicht durchschnitten wird. Brückner hat diese 40—50 m mächtige Ablagerung seinerzeit dem Deckenschotter zugewiesen; wenig weiter oberhalb schneidet die Alz in ihrem viel gewundenen Laufe durch die Endmoränen das subalpine Miocän an. Die Altmoränen reichen bis nördlich Emertsham, 12 km von den Jungmoränen, ordnen sich aber denen des Inn- und Salzachgletschers unter, welche, wie wir schon früher bemerkten, bei Emertsham zusammenstossen. Es kam sohin der Chiemseegletscher in dem Grenzverlaufe der älteren Vergletscherungen nicht mehr zur Geltung.

Die nähere Verfolgung der Altmoränen auf der Ostseite des Gletschergebietes muss späteren Untersuchungen überlassen bleiben. Sie werden namentlich festzustellen haben, ob dem Jung-Endmoränenzuge zwischen Altenmarkt und Traunstein Altmoränen des Chiemseegletschers vorliegen, oder ob letztere ausschliesslich dem Salzachgletscher angehören. Zwischen Adlholzen und Ober-Siegsdorf erweckt die Geländedarstellung des Positionsblattes Bergen den Eindruck, als ob die Jungmoränen von Alzing sich an Altmoränen legten, die den Rücken von Scharham bilden und bei Mariaeck ans Gebirge stossen. Falls dieser Eindruck richtig ist, hätten wir es hier mit einem Stücke seitlicher Altmoränen des Chiemseegletschers zu thun.

Nach innen grenzt an die Jung-Endmoränen unmittelbar das weite Becken des Chiemsees an. Eine Drumlinzone fehlt, aber die beiden kleinen Halbinseln von Sassau und Urfahren, welche in das Nordwesteck des Sees einspringen, haben die Erstreckung und, nach ihrer Darstellung auf dem Positionsblatte Prien zu urteilen, die Oberflächengestalt von Drumlin. Weiter kann es sich fragen, ob die Drumlin nicht vom Wasser des Sees bedeckt werden, dessen Bodengestaltung unregelmässiger ist als die anderer Alpenseen.

Sie ist von Emeran Bayberger untersucht worden. (Der Chiemsee. Mitt. d. Ver. f. Erdk. Leipzig 1888. S. 1. 1889. S. 1). Die drei nördlichen von Bayberger geloteten Profile zeigen ein unregelmässiges Auf- und Ab, als seien sie über eine Drumlinlandschaft gelegt. Wir greifen

eine Anzahl Lotungen in Abständen von ungefähr 500 zu 500 m der Profile Mitterndorf-Stöttham (I) und Ziegler-Chieming (II) heraus:
I 700 m v. Ufer: 42 m, dann: 53 m, 61 m, 60 m, 55 m, 66 m, 21 m,
II 800 m v. Ufer: 35 m, dann: 57 m, 50 m, 53 m, 70 m, 73 m, 62 m, 39 m, 19 m, 19 m, 22 m, 18 m.
Die Profile befinden sich in zu grossen Abständen (3 km), um nach diesen Lotungen eine einigermassen genaue Zeichnung der Isobathen zu ermöglichen; ihre Darstellung auf Baybergers Tiefenkarte (1888 Tafel I) ruft zahlreiche Bedenken wach, da sie sich vielfach nicht den geloteten Punkten anschmiegt.

Im grossen und ganzen trägt der Chiemsee samt den südlich angrenzenden Chiemsee-Mösern den Charakter eines Zungenbeckens, welches sich als breite Lücke der Molassenzone bis an den Fuss der Alpen erstreckt und hier im Bergner Moose und unfern Grabenstätt zwei Zweige nach Osten entsendet. Es wird unmittelbar vom Kalkgebirge überragt; die Flyschzone setzt hier eine Strecke weit aus; sie ist unter die Kalkzone untergetaucht, welche sich zwischen Inn und Weisser Traun nach Norden etwas ausbiegt. Gerade in der Wölbung des Bogens mündet das Thal der Gross-Achen; noch bevor es den Rand des Kalkgebirges erreicht hat, treten seine Gehänge weit auseinander, und es entsteht ein sehr breiter, aber kurzer Mündungstrichter, an dessen rechter Seite das Thal der Weiss-Achen unfern der Maximilianshütte eine deutliche Stufenmündung zeigt. Oberhalb des Trichters zwischen Unter-Wessen und Marquartstein findet sich eine ausgezeichnete Rippung, die auf einen alten Thalboden in 650—700 m Höhe deutet. Auch im Chiemseebecken begegnen wir einzelnen inselförmig aufragenden Rippen: so im Süden des Sees dem Oster- und Westerbuchberg (604 m), aus älterer Brackwassermolasse bestehend, im See selbst der Herren- und Fraueninsel, Aufragungen des Muschelsandsteines des marinen Miocäns, diese 523 m, jene 545 m hoch. In ihrer Streichungsrichtung hat E. Bayberger eine sublakustre Erhebung nachgewiesen, die er wohl mit Recht auch zu diesen Aufragungen zählt. Alle diese Rippen ermöglichen uns ein Thalniveau zu rekonstruieren, das mit dem mutmasslichen präglacialen des Alpenvorlandes zusammenläuft. Es tritt uns in der Nachbarschaft längs der bayerischen Traun noch entgegen. Dieser Fluss bezeichnet von seinem Austritte aus den Alpen die Grenze zwischen dem Chiemsee- und Salzachgletscher. Er fliesst hoch über den Zungenbecken beider, schneidet aber, bis er bei Altenmarkt wenig höher als die Sohle des dortigen jüngeren Deckenschotters in die Alz mündet, wiederholt das subalpine Miocän an, dessen Oberfläche also hier ganz allmählich gegen die Alpen hin ansteigt und sich in der Sohle eines nicht übertieften Thales fortsetzt.

Die Grenzen der Jungmoränen im Chiemseegebiete sind von Stark richtig angegeben worden; die der Altmoränen verzeichnete Brückner. Was sonst an Beobachtungen vorliegt, hat E. Bayberger im zweiten Teile seiner erwähnten Arbeit zusammengestellt und auch durch einige eigene vermehrt. Seine Darstellung der Moränenzüge (1889 Fig. 1) stimmt im Nordwesten des Sees mit der Geländezeichnung auf Blatt Rosenheim Ost der bayerischen Karte 1: 50000 nicht überein; seine „Karte des Chiemsees, als er bis Marquartstein reichte", giebt ihm einen Umriss, der nach der heutigen Geländegestaltung nicht möglich ist. Auch ruft Bedenken hervor, dass er die Nagelfluh des Gebietes allenthalben als unterstes Glied des Pleistocäns ansieht (1889. S. 72). E. Bayberger giebt auch an, gelben Lösslehm dicht am See gefunden zu haben. Seine Beschreibung, reiner, gelber Lehm, schliesst nicht aus, dass wir es mit altem Seeboden zu thun haben, worauf die Lage hinweist Wir haben diese Punkte nicht kontrollieren können; unsere Untersuchungen beschränken sich auf die Peripherie des Gletschers zwischen Altenmarkt und dem Fusse der Alpen.

Der Priengletscher.

Zwischen dem Inn- und Chiemseegletscher hat noch ein kleiner Ast des ersteren einen Teil der nördlichen Kalkalpen durchmessen. Bei Sachrang floss der Inngletscher

in das Prienthal über, davon zeugt ein Gletscherschliff gerade auf der Passhöhe am Oelberge (740 m) bei Sachrang, dessen Schrammen N 5° O laufen. Hans Lenk[1]) hat diesen Gletscherast kürzlich näher beschrieben und gezeigt, dass er in den oberen Thalpartien bis 1200 m Höhe erreichte. Drei Gletscherschliffe zeugen von seiner Wanderung über den vielfach gerippten und in einzelne Becken zerteilten Thalgrund. Er endete in 600 m Höhe in einem deutlichen Zungenbecken in der Gegend von Niederaschau, das nicht bloss von Moränen umwallt, sondern auch in die Molasseschichten eingesenkt ist. Es erreichte der Priengletscher gerade noch das Alpenvorland; weiter in dasselbe vorzudringen vermochte er nicht; vor ihm stiessen hier Inn- und Chiemseegletscher zusammen.

Von postglacialen Ablagerungen schildert Lenk eine Hoch- und eine Niederterrasse, indem er ausdrücklich hervorhebt, dass dieselben nichts mit unseren Hoch- und Niederterrassen zu thun haben.

Der Leizach- und Schlierseegletscher.

Der Westflügel des Inngletschers hat sich gleichfalls vor zwei Thalausgänge gelegt, und zwar hat er den des Leizachthales immer verschlossen, während er den des Schlierseethales nur zur Zeit seiner grössten Ausdehnung blockierte. Beide Thäler sind gegeneinander geöffnet und erscheinen als Auslässe des Thales von Bayerisch-Zell, das seinerseits bei Urspring gegen das Thal der nach Kufstein fliessenden Thiersee-Achen geöffnet ist, und sohin einem linken Seitenaste des Inngletschers einen Ausweg bot. Es ist seiner ganzen Länge nach mit Schottern erfüllt und daher ziemlich breit. Gleichwohl erscheinen seine beiden Auslässe unverhältnismässig gross. Das Leizachthal hat zwischen Fischbachau und Hundham 2,5 km und das Schlierachthal im Schliersee 1,5 km Breite. Sie gehören in die Kategorie der trichterförmigen Thalmündungen. In beiden treffen wir mächtige Moränenablagerungen. Im Leizachthale bilden sie ein ganzes System von Wällen, oberhalb welcher die Felsrippe „auf der Wand" unfern Birkenstein weit in das Thal hinein springt. Nach Eberhard Fraas[2]) steigen die Ufermoränen an seiner rechten Flanke bis 900 m an, das ist die Höhe, bis zu welcher der Inngletscherfächer vor dem Leizachthale anstieg. Unfern Bayerisch-Zell verfolgten wir am Übergang nach Oberaudorf das erratische Material bis 1200 m Höhe. Im Schlierachthale umspannen Endmoränen das untere Ende des 39 m tiefen Schliersees. Sie überragen seinen Ausfluss nur um 13 m; aber an seinem linken Ufer steigen sie, die Mündung des Breitenbach-Thales versperrend, bereits 70 m über seinen Spiegel an. Vor ihnen liegt ein Feld von Niederterrassenschottern, das sich weiterhin als Terrasse an der Schlierach fortsetzt. Bis unterhalb Miesbach wird darunter nirgends älteres Gestein blossgelegt. Es dürfte daher der Schliersee im wesentlichen aufgedämmt sein durch die Jung-Endmoränen mit den ihnen vorgelagerten Schottern. Bei Miesbach werden letztere beiderseits hoch von Altmoränen überragt.

Der Tegernseegletscher. Selbständigkeit.

Das nächste der westlich gelegenen Thäler, das des Tegernsees, war bereits den Einwirkungen des Inngletschers grösstenteils entzogen. Es erhielt zwar auch von ihm Zuflüsse, die Geschiebe zentralalpiner Gesteine herbeiführten, aber dieselben sind so spärlich, dass sie gerade noch die Existenz jener Zuflüsse erweisen; im wesentlichen war

1) Die glacialen und postglacialen Bildungen des Prienthales. Festschr. d. Universität Erlangen zur Feier des 80. Geburtstages des Prinzregenten Luitpold. Erlangen 1901. IV. 2.

2) Das Wendelsteingebiet. Geognostische Jahreshefte III. 1890. S. 65. Karte.

der Thalgletscher von ihnen unabhängig. Ferner hat selbst während seiner grössten Ausdehnung der Inngletscher sich niemals vor das Tegernseer Thal gelegt, und dasselbe wurde auch nicht von dem Fächer des Isargletschers erreicht. Wir haben es daher hier im grossen und ganzen mit einem selbständigen Gletscher der nördlichen Kalkalpen zu thun, dessen Gesamtentwicklung übersichtlich vor uns liegt.

Jung-Endmoränen und eiszeitliche Schneegrenze.

Die Jung-Endmoräne erhebt sich direkt am Nordufer des Sees auf 798 m Höhe, 72 m über dessen Spiegel. Sie ragt etwa 2 km über die Nordgrenze der Flyschzone hinaus und quert als Stirnmoräne ein Thal der Molassenzone. In stattlicher Breite zieht sie von hier aus am Westufer des Sees als wallförmige Ufermoräne zwischen diesem und den Flyschbergen entlang, dabei erhebt sie sich allmählich auf 924 m, in welcher Höhe sie sich an den Nordabfall des Ringberges lehnt. Weiter südwärts treffen wir an der linken Flanke des Weissachthales über Kreuth in 1100—1200 m Höhe wieder mächtige Moränenablagerungen. Sie bilden eine deutliche Kante am Thalgehänge, das über ihnen sanft ansteigt, so dass sich hier Almen erstrecken, wie die Holzpoint-Alpe in 1071 m, während es unter ihnen recht steil abfällt; die Bäche bilden in dieser Zone kleine Wasserfälle. Das gleiche wiederholt sich auf der rechten Seite des Weissachthales am Abfalle des Wallberges und Setzberges. Auch hier begegnen wir am Klafferbache in 1104 m Höhe einer deutlichen, von Moränen gebildeten Kante, unter welcher der Abfall steiler ist als weiter oben. Wir sehen das Thal zwischen Ansätzen von Ufermoränen trogförmig eingeschnitten. Auch am östlichen Seeufer zieht sich eine Ufermoräne entlang, die sich allerdings weniger auffällig vom Thalgehänge absetzt als die gegenüberliegende. Sie wird bei Tegernsee vom Aalbachthal durchschnitten und bildet die sanften Gehängepartien, welche das Dorf überragen; weiter südlich schliesst sich der Wall an den Leeberg an. Aber weiter thalaufwärts finden wir in seinem Niveau noch den Abfall des Baumgartenberges gegen das Rottachthal deutlich abgestuft, und am Wege zur Kühzagel-Alpe begegnen wir wieder einer deutlichen Ufermoräne, die in rund 1100 m das dortige Seitenthälchen quert. Sie staut die ebene Fläche der Alpe (1064 m) auf, während unter ihr das Gehänge sehr steil abfällt. So sehen wir denn das Tegernseer Thal bis in seine beiden Wurzeln hinein von Ufermoränen begleitet, unter welchen die Gehänge durchweg steiler sind als darüber. Es liegt hier eine Trogform in der Umrahmung von Ufermoränen. Letztere können wir nur bis höchstens 1200 m Höhe verfolgen; dann verlieren wir die letzten Spuren von ihnen. Es muss daher die Möglichkeit für ihre Bildung in grösserer Höhe nicht vorhanden gewesen sein, d. h. der Schneefall muss die Abschmelzung überwogen haben. Wir müssen daher die glaciale Schneegrenze im Rottach- und Weissachthale in jener Höhe, in rund 1200 m Erhebung suchen. In diesen beiden Thälern verraten die Ufermoränen ein etwas steileres Gefälle der Gletscheroberfläche (über 20 ‰) als im Tegernseer Becken, wo es nur 15 ‰ betragen haben dürfte.

Niederterrassenfeld und Thalverbauung.

Im Norden schliesst sich an die den See umspannenden Endmoränen ein 1—2 km breites Niederterrassenfeld, das sich an der Mangfall als Terrasse abwärts zieht, die ihrerseit wiederum mehrfach terrassiert ist. Dort, wo bei Gmund dieser Fluss den See verlässt und die Endmoränen durchbricht, sehen wir Schotter und Moränen deutlich verknüpft: jener setzt sich unter diesen fast bis zum See hin fort, aber zugleich lehnt er sich an ihren Aussenabfall an, so dass die Moränen hier förmlich von den zugehörigen

Schottern umklammert werden. Dieselben sind stellenweise ziemlich fest konglomeriert. Man darf sie aber deswegen nicht mit den sonst in der Gegend herrschenden, den Hochterrassen angehörenden Nagelfluhbildungen identifizieren, da sie selbst Gerölle löcheriger Nagelfluh führen, denen wir in jenen nicht begegneten. Wir müssen weit an der Mangfall abwärts gehen, bis wir unweit der Neumühle (645 m) die Tertiärunterlage der Schotter erreichen, die zuvor nur dann und wann vom einen oder andern Ufer, z. B. an der Thalmühle, angeschnitten wird. Es wird also die heutige Spiegelhöhe des 72 m tiefen Tegernsees durch die Aufdämmung durch Moränen und Schotter der Würm-Eiszeit bedingt.

Wesentlich andere Verhältnisse treffen wir am Westufer des Sees. Hier legen sich die Ufermoränen quer vor einige Thäler, deren Entwässerung während der letzten Eiszeit durch den Tegernseegletscher gehindert war. Der Breitenbach konnte noch gerade am Rande des Gletschers entlang einen Ausweg finden; nördlich seiner Mündung lagern sich auf und an die Endmoränen mächtige Schottermassen; sie sind durch den südlichen der beiden Steingräben aufgeschlossen. Die Mündung des grösseren Söllbaches war aber

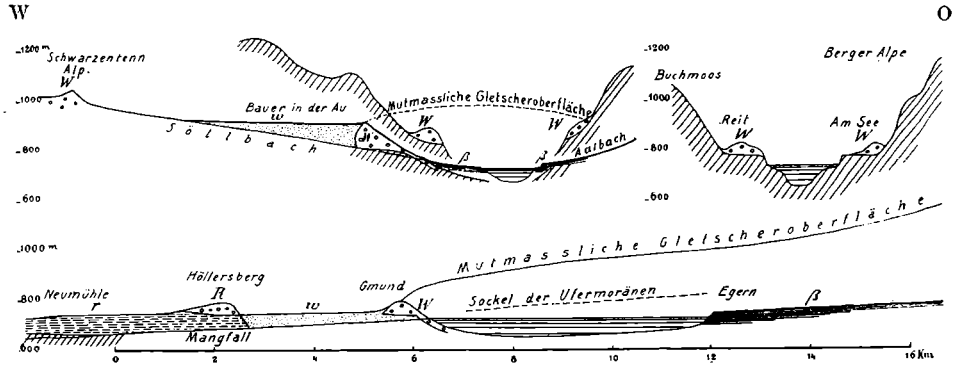


Fig. 34, 35 u. 36. Profile durch das Zungengebiet des Tegernsee-Gletschers.
Fig. 34 (oben links) Querprofil bei Tegernsee, Fig. 35 (oben rechts) Querprofil nördlich Tegernsee, Fig. 36 (unten) Längsprofil von Süd nach Nord.
r Hochterrassenschotter. *R* Riss-Moräne. *w* Niederterrassenschotter. *W* Würm-Moräne. *β* See- und Thalausfüllung. Grundgestein schräge schraffiert.

durch die Ufermoränen verriegelt, und der Bach ist genötigt gewesen, dahinter eine weit ausgedehnte Schotterfläche aufzuschütten, die an den Ufermoränen in über 900 m Höhe, rund 180 m über dem Spiegel des nur 1300 m entfernten Sees, 240 m über dessen Boden endet (Fig. 34). Wir sehen hier neben einem tiefen Hauptthale ein höher gelegenes Seitenthal, ganz so wie wir es mehrfach bereits in den Gletscherthälern angetroffen haben. Aber während wir sonst das Auftreten stufenförmiger Mündungen von Seitenthälern in erster Linie auf die Vertiefung des Hauptthales zurückzuführen hatten, liegen hier die Dinge wenigstens teilweise anders. Es ist das Nebenthal nicht bloss in seiner Vertiefung zurückgeblieben gegenüber dem Hauptthale, sondern auch im Vergleiche zu demselben erhöht worden. Wir haben es in erster Linie mit einer Thalverbauung zu thun. Daneben geht allerdings auch, wie wir sehen werden, eine Übertiefung des Hauptthales.

Der Schotter am Söllbache ist horizontal geschichtet, also fluviatilen Ursprungs; doch vergesellschaftet er sich mit Thonlagern, die auf das zeitweilige Auftreten eines

Stausees an den Flanken des Tegernseegletschers deuten. In dem Masse, wie er anwuchs, erhöhte der Söllbach sein Bett durch sein eigenes Gerölle. Es ist gleichzeitig mit den Moränen am See entstanden, also während der Würm-Eiszeit, und muss daher zu den Niederterrassenschottern gerechnet werden. Diese Deutung erfährt eine Stütze durch die mächtigen thalaufwärts gelegenen Endmoränen des Jägerhauses an der Schwarzentennalpe (1042 m). Sie sind abgelagert worden von einem Zweige des Weissachgletschers, der zwischen Sonnenberg und Leonhardsstein sich durchzwängte und hier die Wasserscheide zwischen dem Schwarzen Bach und dem Söllbache aufgeschüttet hat. Auch in den Seitengräben links vom Söllbache finden sich ausgedehnte Moränenablagerungen; so im Stinker Graben. Sie bestehen hier lediglich aus Dolomitgries mit wenigen gekritzten Geschieben. Mutmasslich rühren sie von einem Gletscher des 1896 m hohen Ochsen Kampen her, der bis rund 900 m Höhe herabstieg. Das bestätigt unseren früheren Schluss auf eine Höhe der glacialen Schneegrenze zu rund 1200 m. Diese Zahl fällt etwas unter das Mittel von der Höhe des Gipfels und der Höhe seines Gletscherendes, wie es für viele kleine Gletscher gilt.

Wie die Berge südwestlich vom Tegernsee haben auch die Berge südöstlich des Sees ihre eigenen Gletscher getragen. Wir haben es hier mit häufiger wiederkehrenden Karformen zu thun, welche von A. Geistbeck (Die Seen der deutschen Alpen. Mitt. Ver. f. Erdkunde Leipzig 1884. S. 201 [231]) näher geschildert worden sind. Auf dem Miesing zwischen Rottachthal und Schliersee begegnen wir ferner einer wahren Moränenlandschaft, die fast ausschliesslich aus kalkigem Materiale besteht. Sie ist von einem Lokalgletscher abgelagert, der sich an die Rinner Spitze (1669 m) lehnte und über das Miesing bis in den tiefen Graben reichte. Hier fanden wir Moränen noch bis unterhalb der Krainsberg-Alm, bis in 900 m Höhe. Tiefer trafen wir auf Schotter. Weiter abwärts wird das Thal von der linken Ufermoräne des Schlierachgletschers abgesperrt; oberhalb derselben ist eine grössere Strecke weit mit Schottern erfüllt und der Bach nimmt den Namen Breiten Bach an. Wir haben also hier am Schliersee ganz gleiche Verhältnisse wie am Söllbache unweit des Tegernsees und müssen auch hier die Schneegrenze der Würm-Eiszeit in rund 1200 m Höhe ansetzen.

Altmoränen.

Nördlich vom Niederterrassenfelde steigt vor der Endmoräne des Tegernseegletschers das Land um 30—40 m an (Fig. 36); sein Steilrand gegen unser Feld zeigt Ausstriche von einer festeren Nagelfluh, die Höhe unregelmässig auf- und abwellende Formen; es ist aller Wahrscheinlichkeit nach der Gürtel der Altmoränen, welcher hier im Höllersberge 794 m Höhe erreicht und das weiter nördlich gelegene Hochterrassenfeld überragt. Von zahlreichen Schluchten durchzogen erstreckt es sich links der Mangfall bis an die Erhebung miocäner Konglomerate am Taubenberge, weiter nördlich taucht es unter die Niederterrassenschotter des Münchener Feldes unter. Der Altmoränengürtel lehnt sich am rechten Mangfallufer mit 800 m Höhe an den Molassenrücken von Eck, hart am Rande der Flyschzone, an; wir finden Moränen bei Wackersberg und Jäger auf der Eben. Links der Mangfall dürfte er sich am Steinberg ans Gebirge anschliessen. Zwischen hier und dem Höllersberge aber setzt er aus. In die Lücke drängen sich von Westen her die äussersten Jung-Endmoränen des Isargletschers; sie setzen das hügelige Gelände von Riedern und Baumgarten zusammen.

Übertieftes Zungenbecken.

Eine Drumlinzone fehlt am Tegernsee, das Zungenbecken stösst unmittelbar an die End- und Ufermoränen und wird wenigstens teilweise von denselben abgeschlossen. Aber an den Ufern des Sees sehen wir es auch in ihren Sockel eingesenkt (Fig. 35). Es kommen unter den beiderseitigen Ufermoränen wiederholt die Gesteine der Flyschzone zum Ausstriche, so namentlich deutlich am nördlichen Teile des Sees; rechts sehen

wir einen von Gümbels Karte nicht verzeichneten Ausstrich des Gaultgrünsandsteins unfern der Häuser am See; er trägt nordnordöstlich laufende Gletscherschliffe. Links haben wir einen Ausbiss desselben Gesteins bei Reit, und hier fand Finsterwalder 1891 nach freundlichen brieflichen Mitteilungen einen prachtvollen, nordwestlich bis nordnordwestlich laufenden Gletscherschliff; beidemale erheben sich die Ufermoränen hoch darüber, wie unser Profil 35 erkennen lässt. Ferner schneidet der Söllbach dort (Fig. 34), wo er die sein Thal verbauende Ufermoräne quert, Flysch an, der sich mindestens 70 m über den Spiegel des daneben 60 m tiefen Sees, also 130 m über dessen Boden erhebt. Wenn es auch denkbar wäre, dass der Bach hier sein altes verschüttetes Bett nicht wieder gefunden habe und deswegen auf Fels gestossen sei, so ordnete sich doch das Flyschvorkommen in das System der Ausstriche an beiden Ufern des Tegernsees so vollkommen ein, dass wir auch hier glauben, den Felssockel vor uns zu haben, dem die Ufermoränen aufgesetzt sind. Darnach würde das Söllbachthal nicht bloss wegen seiner Verbauung, sondern auch wegen der Eintiefung des Tegernsees eine Stufenmündung haben, und wir hätten hier das Beispiel eines hochverbauten Nebenthales neben einem mässig übertieften Hauptthale. Wieder würde dessen Übertiefung sich beschränken auf das Gebiet eines alten Gletschers.

Thalmündungstrichter.

Das übertiefte Gebiet nimmt hier nur einen Teil des grossen Thaltrichters ein, mit dem das Tegernseer Thal auf das Alpenvorland mündet. Er entwickelt sich in geradezu typischer Weise, wie besonders gut auf Blatt Tölz Ost des topographischen Atlas von Bayern zu sehen ist. Seine beiden Wurzelthäler sind von mässiger Breite. Oberhalb Kreuth misst die Sohle des Weissachthales kaum 250 m Breite, dann erweitert sie sich bei Kreuth selbst auf 500 m und ist an der Vereinigung mit dem Rottachthale 1 km breit geworden. Letzteres ist anfänglich eng und schmal, und fällt stufenförmig. In einem Wasserfalle stürzt die Rottach über die letzte Stufe herab und erreicht einen ebenen sich rasch auf 1 km verbreiternden Boden. Die Verbreiterung beginnt hier weiter nördlich als im Weissachthale in einem anders struierten Teile des Gebirges, weswegen man nicht daran denken kann, dass sie sich auf tektonische Ursachen zurückführt. An der Vereinigung der beiden Wurzelthäler hat das Tegernseethal eine 2 km breite Sohle, deren Gehänge am Tegernsee zunächst 3 km, schliesslich 4 km weit auseinander treten. In solch stattlicher Breite mündet ein kleines Thal der nördlichen Kalkalpen auf das Vorland.

Nur die Hälfte dieser Breite wird vom Tegernsee eingenommen, der Rest entfällt auf seine Ufermoränen und ihren felsigen Sockel, welch letzterer sohin den Boden des grossen Thaltrichters darstellt. Wenn dieser also auch wie ein zu weites Bett für die letzte Vergletscherung des Tegernseethales entgegentritt, so steht er doch nicht ausser Beziehung zur Eiszeit überhaupt. Die Altmoränen umspannen ihn und lehnen sich an die beiden Eckpfeiler seiner Mündung. Die trichterförmige Weitung entspricht der Riss-Vergletscherung, ihre wannenförmige Eintiefung, nämlich der Tegernsee, der Würm-Eiszeit. Wir sehen hier wie auch im Inn- und Salzachgebiete das Zungenbecken der letzten Vergletscherung eingeschaltet in das einer älteren Eiszeit.

Uferlinien.

Der Tegernsee wird rings umgeben von den Marken eines früheren Hochstandes. Der Schuttkegel des Söllbaches ist in rund 740 m Höhe wie abgestutzt und fällt steil gegen den See ab. Dass wir es hier mit der Stirn eines alten Deltas zu thun haben, lehrt

die Schottergrube an der Weissachmühle, 1 km südlich vom See. Hier ist die obere Kante eines Deltas, nämlich schräge fallender Schotter überlagert von horizontal geschichtetem genau in gleicher Höhe über dem See aufgeschlossen. Dieser nahm also einst den ganzen breiten Thalgrund bis zu den Wurzelthälern hin ein und stand 15 m höher als heute. Sein Volumen dürfte damals mindestens doppelt so gross wie das gegenwärtige gewesen sein. Die Schotterfläche, welche durch die Kiesgrube der Weissachmühle aufgeschlossen ist, zieht sich im Weissachthale weit aufwärts und verhüllt teilweise einige Felsrippen, die unterhalb Kreuth das Thal queren. Auf einer, dem Brunnbichl, hat die neue Strasse unter dünner Moränenbedeckung, die von Schotter bedeckt ist, Gletscherschliffe blossgelegt. Die Schrammen laufen nordnordöstlich.

Geschichtliches.

Die Grenzen der Jung-Endmoränen am Tegernsee sind bereits von Stark, die der Altmoränen 1882 von mir (V. D. A. Karte) angegeben worden. Die Karte der Vergletscherung des Tegernsee-Gebietes während der Eiszeit in Neumayr's Erdgeschichte Bd. I (1. Aufl. S. 519, 2. Aufl. S. 566) beruht im grossen und ganzen auf meiner eben erwähnten Darstellung. Eine nähere Untersuchung über die Entwicklung des ganzen Gletschers ist aber noch nicht durchgeführt worden. Das Verhältnis des Sees zu den Glacialbildungen glaubte ich 1882 (V. D. A. S. 360) dahin präzisieren zu können, dass ich ihn gleich wie den benachbarten Schliersee für eingesenkt hielt in den Niederterrassenschotter, den ich damals jüngeren Glacialschotter nannte. Bereits 1888 überzeugte ich mich jedoch, dass letzterer mit den Endmoränen verknüpft ist. Die glaciale Schneegrenze des Gebietes gab ich 1884 zu 1200—1300 m an (Geogr. Wirkungen der Eiszeit. Verhgn. d. 4. deutsch. Geographentages. Karte). Richter (Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen S. 92) schätzte sie nach den Karen wenig höher, nämlich zu 1300 m.

Der Saalachgletscher und die Gletscher der bayerischen Traun.

Ganz ebenso wie der fächerförmig ausgebreitete Inngletscher legte sich der ebenso entfaltete Salzachgletscher vor die Ausgänge der nächsten Thäler. Selbst der Saalachgletscher konnte neben ihm nicht zur Geltung kommen. Er ging in ihm im Salzburger Becken auf und beeinflusste den Verlauf seines Jung-Endmoränenbogens nirgends. Dabei hat der Saalachgletscher ein eigenes Zungenbecken hinterlassen. Es beginnt mit 470 m Höhe in der Thalweitung von Reichenhall (R der Karte S. 129), die zwar über den Walser Berg (468 m) und Wartberg (530 m) ausgiebig gegen das Salzburger Becken geöffnet ist, mit diesem aber nur durch den engen Durchbruch der Saalach zwischen Piding und Hammerau zusammenhängt. Ein Ausläufer drängt sich in die Flyschzone und isoliert im Vereine mit dem Salzburger Becken den schon erwähnten Hügelberg. Mächtige Endmoränen umspannen in der Gegend von Anger dieses stumpfe Ende des Zungenbeckens; sein Abfluss richtet sich nach Südosten, also zentripetal. Das obere Ende des Zungenbeckens birgt bei Reichenhall ein deltaartig schräge geschichtetes Konglomerat vom Charakter der Mönchsberg- und Bibernagelfluh. Es bildet den Sockel der Ruine Gruttenstein in 510 m Höhe. Seine nordöstlich fallenden Schichten enthalten viel zentralalpines Material und erweisen mutmasslich für die letzte Interglacialzeit die Zugehörigkeit des Oberpinzgaus zum Saalachgebiete. Oberhalb des Zungenbeckens ist das Saalachthal übertieft. Es trägt bis zum Kniepasse bei Unken den Charakter eines Doppelthales, in welchem bald die eine, bald die andere Furche tiefer eingeschnitten ist und den Fluss an sich gezogen hat.

In diesem Doppelthal löste sich ein Strang des Eises ab, welcher bis in das Thal der Roten Traun reichte und bei Inzell endete. Hier liegt in der Flyschzone ein deutliches Zungenbecken in 690 m Höhe, umspannt von Jung-Endmoränen, an welchen die Niederterrasse der Traun beginnt. Südlich davon liegt die Wasserscheide und der südliche

Teil der vom Gletscher benutzten Bahn wird durch die Weissach zur Saalach, also zentripetal entwässert. Weiter im Westen ist auch das Thal der Weissen Traun durch das Unkener Heuthal vom Saalach- und aus der Gegend von Reit im Winkel vom Grossachen-Gletscher gespeist worden. Doch waren die Zuflüsse gering, wie aus der unbedeutenden Zahl zentralalpiner Gesteine in jenem Thale hervorgeht. Im wesentlichen war es von den Eismassen eingenommen, die vom Dürnbachhorn (1770 m) und Sonntagshorn (1962 m) herabkamen. Dieselben reichten bis in die Gegend von Ruhpolding, wo noch im Bereiche der über die Flyschzone übergreifenden Kalkalpen ein ziemlich ausgedehntes Zungenbecken (690 m) ausgeweitet ist. Seine Endmoränen liegen rechts der Traun zwischen Ruhpolding und Eisenärzt; sie sind die Wurzelstätte für Niederterrassen, die mit denen der Roten Traun vereint den Fluss bis zur Mündung in die Alz begleiten.

Es blieben also auf der Westseite des Salzachgletschers ebenso wie auf der Westseite des Inngletschers kleine, von den Zentralalpen wenig gespeiste Gletscher in den Alpen stecken und erreichten deren Vorland nicht. Hier nun fehlt auf letzterem die breite beckenartige Vertiefung, die wir westlich und östlich davon vor dem Ausgange des Inn- und Salzachthales bemerkten; das Thal mündet nicht übertieft und trichterförmig: allmählich steigt der Sockel der Glacialbildungen gegen das Gebirge hin an und setzt sich in der Thalsohle fort. Wir finden einen Zustand, welchen wir für die Nachbarschaft rekonstruieren konnten; er ist hier erhalten, wo keine Gletscher das Gebirge verliessen, und ist dort zerstört, wo sie sich auf das Vorland ergossen. Allerdings finden wir noch weit abwärts an der bayerischen Traun ältere Moränen; sie begleiten unsern Fluss bis zu seiner Mündung in die Alz und diese bis zum Dorfe Wald. Dort sind wir 37 km nördlich der Jung-Endmoränen der Weissen Traun. Eine unverhältnismässig breite Zone von Altmoränen legt sich hier vor das Gebiet eines kleinen Gletschers. Allein diese Altmoränen gehören nicht zu ihm, sondern zu seinen Nachbarn, deren Jung-Endmoränen einander bei Traunstein auf 1,5 km nahe kommen. Ein kleines Wachstum des Chiemsee- und Salzachgletschers über die Grenzen hinaus, die sie zur letzten Eiszeit erreichten, würde sie nördlich Traunstein miteinander in Kontakt bringen und einen Zustand zeitigen, wie er zur Würm-Eiszeit am Ausgange des Prienthales herrschte, wo sich angesichts des Thalgletschers die benachbarten grossen Eisfächer des Inn- und Chiemseegletschers trafen. So sehen wir denn, dass die Breite der Altmoränenzone sehr variieren kann, wenn wir es nicht mit normalen Verhältnissen zu thun haben. Zugleich erkennen wir, dass die kleinen Gletscher, welche an den Seiten der grossen Eisfächer lagen, wirklich Schwächlinge waren, unfähig, weiter in das Alpenvorland vorzudringen. Ihre Abschmelzung muss bereits in den Alpen geschehen sein. Sie waren innerhalb des Gebirges unter die Schneegrenze der Eiszeit gesunken, was bei einer Höhe derselben von 1200 m in der That der Fall sein musste.

Östliche Nachbarn des Salzachgletschers.

Im Osten hat sich der Fächer des Salzachgletschers im wesentlichen nur vor solche Thäler gelegt, die von ihm aus vergletschert waren. Der Zweig, den er im Ober-Almthale nach Nordnordosten abgab, hat nicht in das Vorland einzudringen vermocht. Seine Endmoränen liegen an der Wasserscheide zwischen Oberalm und dem zum Mondsee fliessenden Plainfelder Bach, umspannen also ein Gebiet, welches wie das Achenthal von Anger und das Weissachthal links der Salzach in zentripetaler Richtung entwässert wird. Letztere tritt wiederholt dort ein, wo ein Gletscher sich verzweigt; das

Wasser läuft dann heute in entgegengesetzter Richtung, wie das Eis geflossen — ebenso wie wir es in den grossen Zungenbecken des Alpenvorlandes bemerkten.

Die Gegend von Plainfeld, in welcher der Oberalmgletscher endete, ist durch sehr mächtige Glacialbildungen ausgezeichnet, welche Brückner (S. 38) näher beschrieben hat. Es sind Ablagerungen, die an der Grenze des Salzach- und des Traungletschers entstanden, erst in einem grossen von beiden gespannten Eissee, dann schliesslich unter Eis. Eine gewundene Thalfurche durchzieht unser Gebiet vom Bereiche der Oberalm bei Ebenau bis zum Zweigbecken von Thalgau des Traungletschers und verrät, dass es einst in südnördlicher Richtung von Wasser durchflossen war, was so lange geschehen musste, als die Mündung des Oberalmthals durch den Salzachgletscher verschlossen war. Diese Rinne scheint einer alten Entwässerungsrichtung zu folgen. Die oberen Zuflüsse der Oberalm richten sich nach Nordwesten und müssen unter rechtem Winkel umbiegen, um zur Salzach zu gelangen. Nördlich von ihnen haben wir ausser der Lücke, welche von der erwähnten Furche durchzogen wird, sondern noch eine weitere, die uns zum Wallersee führt. Dieser aber ist nur durch Endmoränen von der Mattig abgesperrt. Wir haben es mutmasslich mit äussersten Verzweigungen des Mattiggebietes zu thun, die im wesentlichen durch Anhäufung grosser Moränenmassen und durch Übertiefung des Oberalmthales in seinem Mündungsgebiete dem Salzachgebiete angegliedert worden sind.

IV. Der Isargletscher.

Asymmetrische Entfaltung. Verlauf der Jung-Endmoränen. Ihre stufenförmige Anordnung. Oberflächengefälle des Eises. Altmoränen. Der Deckenschotter des Moränengebietes. Geringe Ausdehnung der Mindelvergletscherung, ihre Ursachen und Folgen. Teilbecken. Ihr Alter. Ihre glaciale Entstehung. Drumlinlandschaft. Kochelsee und Walchensee. Murnauer Moos und übertieftes Loisachthal. Die Molasserippen. Isarthal und Amperthal. Geschichtliches.

Asymmetrische Entfaltung.

Gleich dem Inngletscher hat der Isargletscher die ganze Breite des Raumes zwischen den Alpen und dem Tertiärhügellande im Norden der Donauhochebene eingenommen (vergl. Karte Fig. 37). Zur Zeit seiner grössten Ausdehnung schob er sich bis auf die Miocänhöhen hinauf, welche sich nördlich der Eisenbahnlinie München-Augsburg erheben, und reichte bis in das Quellgebiet der Glon. Die ihm entströmenden Wasser halfen zwei der grossen Schottergebiete aufschütten: im Westen die Iller-Lechplatte, im Osten die schiefe Ebene von München. Hieran änderte sich auch nichts, als während der letzten Eiszeit der Gletscher nicht wieder die frühere Ausdehnung erlangte und zwischen seinen Altmoränen stecken blieb. Das Münchener Feld ist aber immer der Hauptschauplatz der von ihm ausgehenden fluvioglacialen Wirkungen gewesen. Das hängt mit der asymmetrischen Entfaltung unseres Gletschers zusammen. Seine Eismassen entquollen nicht einem einzigen Thale, wie die der bereits von uns gewürdigten Gletscher, sondern wurden von deren vier gespeist, nämlich von dem Isarthal, dem Walchensee-Kochelsee-Thalzug, dem Loisachthal und dem Ammerthal. Diese vier Thalmündungen lieferten nicht gleich starke Zuflüsse. Die beiden seitlichen, aus dem Isar- und Ammerthale kommenden, waren immer die schwächsten, und von den beiden mittleren war der aus dem Loisachthale sich ergiessende immer der kräftigste. Er reichte daher am weitesten selbst bis an das Tertiärhügelland. Sein Zungenbecken birgt den Ammersee. Weniger weit erstreckte sich der Gletscher, der aus dem Walchensee-Kochelseethale kam.

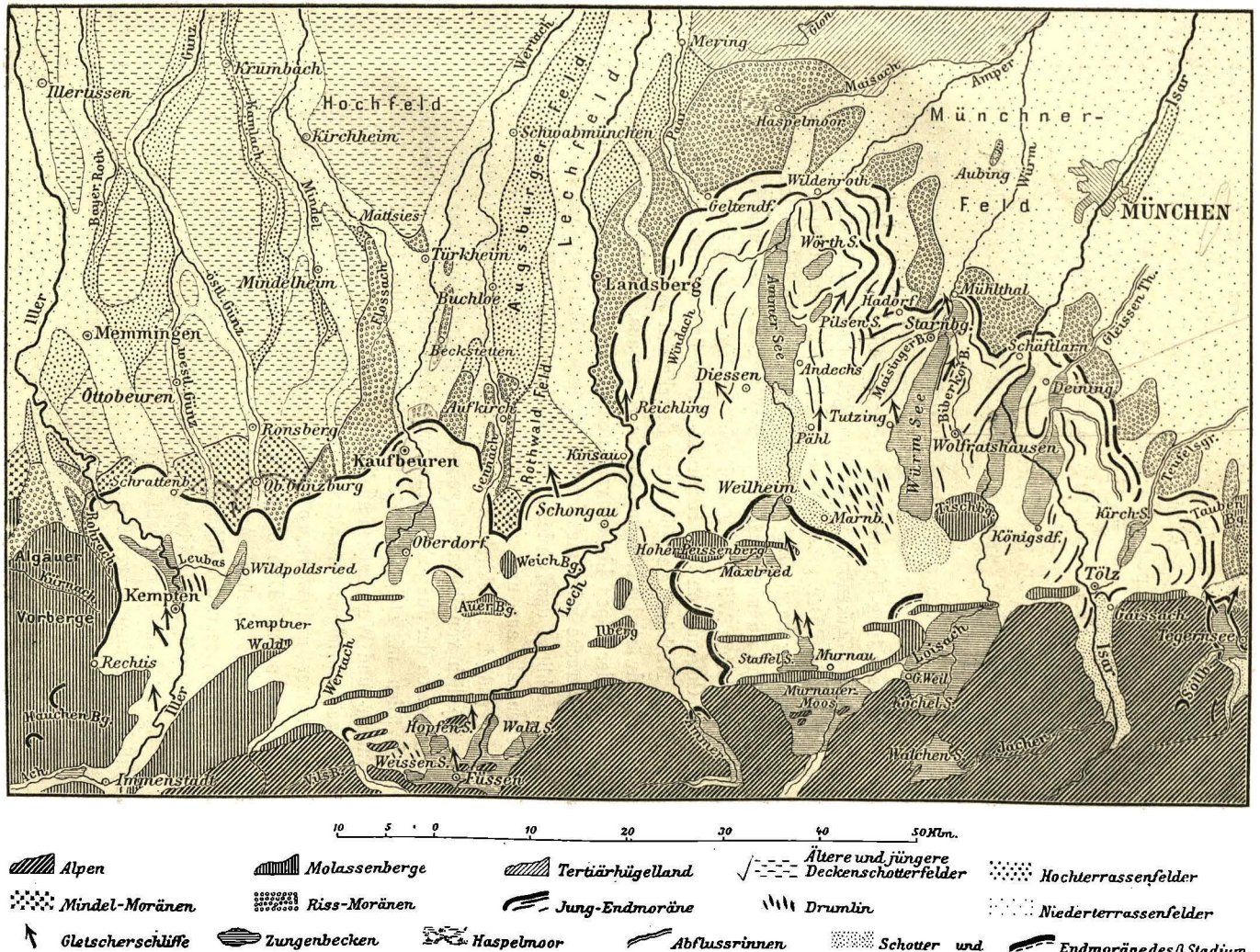


Fig. 37. Die Moränengebiete des Isar-, Lech- und Illergletschers. Massstab 1 : 700 000.

Er endete stets südlich von München und hat drei Zungenbecken eingefurcht, von denen das grösste den Würmsee birgt. Das dem Isarthale entströmende Eis hat neben dem des Walchensee-Kochelseethales sich nur einen bescheidenen Platz zu erringen vermocht und sich nicht wesentlich über den Taubenberg hinaus erstreckt. Der vierte Gletscher, der des Ammerthales, endlich hat sich zwischen den aus dem Loisach- und dem Lechthale kommenden Eismassen nicht behauptet. Wir können auf dem Alpenvorlande nur den Verlauf von drei grossen Gletscherzweigen unterscheiden, die samt und sonders aus dem oberen Isarthale kamen, wo sie reichlich vom Inngletscher gespeist wurden. Von diesen dreien rückte jeder westliche 20—25 km weiter vor als sein östlicher Nachbar; die beiden östlichen gehören ausschliesslich in das Bereich des Münchener Feldes; nur der westlichste, zugleich kräftigste und längste Zweig entsandte seine Wasser auch zur Iller-Lechplatte.

Verlauf der Jung-Endmoränen.

Spiegelt sich bereits in den allgemeinen Umrissen des Moränengebietes die Zusammensetzung des Isargletschers aus einzelnen Zweigen, so tritt uns diese noch viel deutlicher bei Verfolg seiner Jung-Endmoränen entgegen. Sie bilden keinen einheitlichen Bogen mehr, sondern einen Zackenbogen, zusammengesetzt aus zahlreichen Zweigbögen mit einspringenden Winkeln. Der grösste Zweigbogen umschlingt den Ammersee. Er schliesst sich unfern Reichling an die Jung-Endmoräne an, welche bei Kinsau das Lechthal quert, zieht sich dann in nordnordöstlicher Richtung auf Geltendorf, biegt hier östlich um und quert zwischen Wildenroth und Schöngeising die Amper. Hierauf kehrt er südwärts bis in die Gegend von Hadorf zurück. Hier beginnt der Zweigbogen, der den Würmsee umspannt. Nachdem sie eine kurze Strecke sich östlich erstreckten, biegen die Jung-Endmoränen nordwärts bis Mühlthal an der Würm aus, um dann im allgemeinen südöstlich auf den Fuss der Alpen hin zu verlaufen, den sie westlich vom Tegernsee erreichen. Auch diese Strecke zeigt mehrere Zweigbögen. Einer springt an der Isar nordwärts vor und umschlingt das Nordende des Wolfratshausener Beckens, ein zweiter stülpt sich am Gleisenthale aus und umspannt das Deininger Moos. Der dritte und grösste endlich liegt südlich Holzkirchen. Seine zahlreichen Einzelwälle laufen konzentrisch um die südöstlich von ihnen gelegene Mündung des Isarthales.

Diese vom äussersten der Jung-Endmoränenwälle beschriebenen Zweigbögen werden von den inneren Wällen mit steigender Deutlichkeit wiederholt. Bildet der äusserste Wall, dort wo Ammer- und Würmzacken aneinander grenzen, einen rechten Winkel, so laufen die inneren zackenförmig unter spitzen Winkeln zusammen, deren Scheitelpunkte halbwegs zwischen Ammer- und Würmsee liegen. Hier ist auch das zentralalpine Material weniger häufig als sonst. Dies entspricht der Entstehung des Zackens zwischen zwei Gletscherflanken. Eine ähnliche Anordnung der Wälle wiederholt sich auf der Hochfläche zwischen Würmsee und Wolfratshausener Becken, zwischen diesem und dem Deininger Moose. Ferner zeigen die inneren Wälle mehrfach Zacken, die der äussere nicht beschreibt. Während dieser nordöstlich von Ammersee zwischen Wildenroth und Hadorf in einheitlicher Krümmung verläuft, bilden die inneren zwei Teilbögen, von welchen der eine sich um das Nordende des Ammersees, der andere um das des Pilsensees schlingt. Beide stossen unfern Ried, westlich von Hersching zusammen. Während ferner der äusserste Wall nordwestlich vom Ammersee in flacher Krümmung von Reichling auf Geltendorf verläuft, bilden die inneren namentlich nördlich vom Hohen Peissenberge mehrere schärfer nach Westen gerichtete Zweigbögen mit einspringenden Zacken, welche erkennen lassen, dass der Gletscher, nachdem er während seiner grössten Aus-

dehnung zur Würm-Eiszeit jenen Berg überschritten hatte, ihn bei seinem Rückzuge umging und von Osten her sich bis an den Lech schob. Nachdem der Isargletscher während seiner letzten grössten Ausdehnung einen einheitlichen Körper gebildet hatte, löste er sich bei seinem Rückzuge in eine vielfach gelappte Masse auf, deren einzelne Glieder in engster Abhängigkeit von der Oberflächengestaltung des Landes stehen: er zog sich von den Höhen eher zurück als aus den Thälern und Becken und schmiegte sich dabei den Geländeformen im einzelnen auf das engste an.

Die zahlreichen Einzelfälle können am besten aus den bayerischen Generalstabskarten entnommen werden, auf Grund deren die Moränenwälle unseres Kärtchens gezeichnet worden sind. Es kommen vornehmlich die Atlasblätter Landsberg Ost und West in Betracht. Eine Karte vom Würmsee und Umgebung 1: 50000, aus verschiedenen Atlasblättern zusammengesetzt, zeigt vorzüglich die Wallentwicklung zwischen Ammer- und Würmsee, sowie das Zusammenstossen der Wälle zwischen Würmsee und dem Isarthale unterhalb Wolfratshausen. Von den Positionsblättern ist No. 743 Andechs für das Zackengebiet zwischen Ammersee und Würmsee lehrreich.

Stufenförmige Anordnung der Jung-Endmoränen.

Indem sich das Eis bei seinem Abschmelzen im allgemeinen von höheren Gebieten in tiefere zurückzog, kam vielfach eine stufenförmige Anordnung der Endmoränen zustande. Die äusseren Wälle liegen höher als die inneren, zugleich aber sind sie auch relativ stärker ausgebildet und markanter in ihren Formen. Die beiden äussersten lassen sich fast durch das ganze Moränengebiet verfolgen. Sie bilden an der Westseite des Gletschers die Wasserscheide zwischen Ammersee und Lech, auf der Ostseite begrenzen sie das Isargebiet gegen die wasserlose schiefe Ebene. Der äusserste steigt nicht selten 50 m über das anstossende Schotterfeld an und überragt dann seinen Nachbarn um 10—20 m. Manchmal kehrt sich aber auch das Verhältnis um und es übernimmt der zweite Wall die Führung in Bezug auf die Höhen; das ereignet sich namentlich dort, wo sich der erste spaltet. Eine ziemlich breite Thalung trennt die beiden äussersten Jung-Endmoränenwälle von einem inneren Kranze, welcher sich den Seebecken auf das engste anschliesst; in der Thalung fliesst auf der linken Seite des Ammersees die Windach, fliessen der Maisinger- und der Keller- oder Biberkorbach dem Nordende des Würmsees zu. Die Wälle der inneren Gruppe erheben sich im allgemeinen nur 20 m, selten 30—40 m über ihre Umgebung und haben nicht die unregelmässig kuppige Oberflächengestalt wie die äusseren; auch streichen sie selten so ununterbrochen fort. Ihr Zusammenhang ist daher weniger deutlich. In der Natur drängt er sich selten auf; erst genauere Karten, wie sie nunmehr in den bayerischen Positionsblättern vorliegen, lassen ihn erkennen. Wo sie sich an die Seegehänge schmiegen, sind diese deutlich terrassiert, wie z. B. die des Würmsees zwischen Feldafing und Starnberg, wie die des Ammersees zwischen Pähl und Herrsching. Die Moränenterrassen laufen rasch am Seegehänge abwärts.

Die hier kurz geschilderten Erscheinungen können auf den bayerischen Positionsblättern Nr. 742—745 näher verfolgt werden. Auf Blatt 745 (Schäftlarn) sehen wir den äussersten Jung-Endmoränenwall von Hohen Schäftlarn (692 m), davor das Niederterrassenfeld von 650 m Höhe, dahinter den fast gleich hohen Wall von Zell (696 m). Die inneren Wälle von Icking haben nur 648 und 610 m Höhe und erheben sich relativ nur 8—10 m, während die beiden äusseren 30 bis 40 m hoch sind. Blatt Starnberg (744) zeigt uns die Terrassierung am Würmsee. Das Dorf Pöcking liegt auf einer höchsten Staffel, die sich bis Starnberg allmählich von 670 auf 640 m herabsenkt. Auf der zweiten führt die Eisenbahn vom Bahnhofe Feldafing (649 m) bis Nieder-Pöcking (600 m); eine dritte stellt sich in Possenhofen in 600 m Höhe ein. Die Terrassierung am Ammersee tritt auf den Blättern Diessen und Andechs (742 u. 743) deutlich entgegen. Eine oberste Terrasse liegt westlich Andechs; an der ihr aufgesetzten Moräne fliesst der Kienbach entlang, um sie dann in enger Schlucht zu queren. Von Andechs westwärts, zum See herabsteigend, über-

schreiten wir sie in 690 m Höhe und kommen auf einen Wall von 660 m Höhe; dann gehen wir über drei niedrige Wälle von 625 m Höhe; am ersten von ihnen fliesst der oberhalb Mühlfeld mündende Bach entlang; schliesslich queren wir noch einen Wall von 615 m Höhe. 2 km weiter südwärts haben die drei obersten Wälle Höhen von 740 m, 690 m und 660 m. Sie liegen also 30, bez. 50 m höher, sind also mit einem Gefälle von 15—25‰ angestiegen. Letzterer Wert übertrifft die beiden anderen so erheblich, weil wir die oberste Moräne unfern Andechs in einem Sattelpunkte überschritten haben. Nördlich davon steigt sie auf 710 m an, weswegen auch ihr ein Gefälle von 15‰ zukommt. Dasselbe ist grösser als das Minimalgefälle, das wir für die Oberfläche des Isargletschers berechnen werden. Denken wir es uns bis an den Alpenrand fortgesetzt, so erreichen wir dort dasselbe Niveau (1200 m), in welchem die Gletscheroberfläche während des Hochstandes der Würm-Eiszeit mutmasslich gelegen war. Hiernach scheint sich die Oberfläche des sich zurückziehenden Gletschers im Gebirge noch lange in gleichem Niveau erhalten zu haben, während er aus dem Vorlande schrittweise zurückging.

Oberflächengefälle des Eises.

Die äusserste der Jung-Endmoränen liegt ähnlich wie im Inn- und Salzachgletschergebiete um so tiefer, je weiter sie von den Alpen entfernt ist. Ihre tiefste Stelle ist daher am Nordende des Ammersees (570—600 m). Von hier an steigt sie ganz regelmässig alpenwärts an. Gehen wir an der Ostflanke des Gletschers entlang, so sehen wir ihre Meereshöhe durchschnittlich um 40 m zunehmen, wenn wir uns dem Gebirge um 10 km nähern. Mit 800 m Höhe schliesst sie sich dessen Fuss an. An der Westflanke geschieht die Zunahme ihrer Höhenlage rascher, nämlich 70—80 m bei 10 km Annäherung an die Alpen. Das Oberflächengefälle des Eises muss aber ein grösseres gewesen sein. Zentralalpine Gesteine auf dem Gipfel des Hohen Peissenberges (989 m) verraten, dass dieser vom Gletscher überschritten wurde, was überdies für die Würm-Vergletscherung auch dadurch wahrscheinlich gemacht wird, dass er den Verlauf von deren äusserster Endmoräne nicht beeinflusste. Er liegt nur wenig seitwärts von der Hauptbewegungsrichtung der dem Ammersee folgenden, aus dem Loisachthale kommenden Eismassen; 37 km weiter nördlich erhebt sich deren äusserster Jung-Endmoränenwall auf 600 m; wir haben daher ein Mindestgefälle von etwa 11‰ für die Eisoberfläche anzunehmen. Ein solches ergiebt sich auch aus der Höhenlage der Endmoränen, sobald wir annehmen, dass sich das Eis von der Mündung des Loisach- und Walchensee-Kochelseethales fächerförmig ausbreitete. Darnach würde der Isargletscher beim Verlassen der Alpen 1100—1200 m Höhe erreicht haben. Nach Gümbel und v. Schlagintweit kommen am Haseljöcherl zwischen Loisach- und Ammerthal etwa 15 km vom Fusse der Alpen entfernt erratische Gesteine noch in 1450 m Höhe vor; das stimmt mit obiger Annahme gut überein, falls sich das Eis, wie wahrscheinlich, im Mündungstrichter des Loisachthales steiler senkte als im Vorlande.

Altmoränen.

Vor den Jung-Endmoränen liegen auch im Bereiche des Isargletschers Altmoränen. Ihr Gürtel erreicht seine grösste Breite von 10—12 km gerade nördlich vom Ammersee; er wird schmäler, wenn wir uns den Alpen nähern, und fehlt dort ganz, wo sich die Jung-Endmoränen an das Gebirge anschliessen. Wir sehen also auch hier wie im Inngletschergebiete, dass die letzte Vergletscherung weniger weit nach Norden reichte, als frühere, dafür sich aber mehr seitlich ausdehnte: es wiederholt sich die Tendenz zur fächerförmigen Ausbreitung des Eises. Während nun aber im Inn- und Salzachgletschergebiete sich Anzeichen fanden, die auf ein verschiedenes Alter der Altmoränen deuten und deren Zugehörigkeit zur Riss- und Würm-Eiszeit wahrscheinlich machen, dürfte die Gesamtheit der Altmoränen des Isargletschers zur Riss-Eiszeit ge-

hören. Von Landsberg am Lech bis in die Gegend von Mering bei Augsburg sitzen sie den Hochterrassenschottern auf, mit denen sie eng verknüpft sind, und ebenso ist es auf der Ostseite des Gletschers. Am Südwestsaume der schiefen Ebene von München treffen wir allenthalben Hochterrassenschotter unter den Altmoränen, die hier inselförmig zwischen den Ausläufern des weiten Niederterrassenfeldes den Jung-Endmoränen vorgelagert sind, oder auch unter die Niederterrassenschotter untertauchen; fanden wir doch in den Profilen von der Römerschanze im Isarthale und südlich Deisenhofen im Gleissenthale die mit Moränen verknüpften Hochterrassenschotter unter dem Gerölle der letzten Eiszeit.

Im Bereiche der Altmoränen des Isargletschers liegt ein grosses Torfmoor, das früher lebhaft ausgebeutete Haspelmoor. Es scheint der eingangs (S. 125) erwähnten Regel zu widersprechen, dass die Altmoränen moorfrei sind. Sein Auftreten hängt, wie es scheint, nicht mit diesen zusammen, sondern dürfte bedingt sein durch ein Niederterrassenfeld, das sich auf seiner Ostseite erstreckt und die tiefer gelegenen Altmoränen an der oberen Maisach unfern Naunhofen abdämmt.

Der Deckenschotter des Moränengebietes.

Unter den Hochterrassenschottern trafen wir im Würm-, Isar-, Gleissen- und Mangfallthale eine ältere, scharf von ihnen abgesetzte Geröllbildung, die wir als Münchener Deckenschotter bezeichneten. Während sich die Hochterrassenschotter nur ein Stück weit in das Moränengebiet erstrecken und im allgemeinen kaum durch den Altmoränengürtel hindurch verfolgt werden können, reicht der Münchener Deckenschotter 20 km weit in das Bereich der Jungmoränen und bildet in der Umgebung des Ammer- und Würmsees, sowie des Wolfratshausener und Deininger Beckens deren Sockel.

Die einschlägigen Verhältnisse haben wir im Isarthale bereits kennen gelernt (S. 63 und Aufriss 4 Tafel I). Im Würmseethale liegen sie ganz ebenso. Wir begegneten dem Münchener Deckenschotter im Profile von Mühlthal. Er streicht unter dem Jung-Endmoränenwalle von Rieden hindurch und kommt auf dessen Südseite am Westgehänge des Seethales wieder zwischen 590 und 615 m Höhe zum Vorschein. Hier trägt er Gletscherschliffe, deren Schrammen N 5°O - N 20°W laufen, und bricht stellenweise in senkrechten Wänden gegen die jüngern Glacialbildungen ab. Wir treffen ihn dann wieder im Einschnitte des Maisinger Baches oberhalb Starnberg. Die sieben Brunnen, welche in der dortigen Fischzuchtanstalt verwendet werden, deuten die Höhe seiner Sohle in etwas über 600 m Höhe an; seine obere Kante liegt 620—630 m hoch. Mächtige Moränen verdecken seinen weiteren Ausstrich am Seegehänge; erst 9 km weiter südlich begegnen wir im Eisenbahneinschnitte zwischen Garatshausen und Tutzing wieder Nagelfluh, deren Oberfläche in nördlicher Richtung geschrammt ist. Im benachbarten Kalkgraben sind ihre tieferen Lagen locker und werden neuerdings in Stollen ausgebeutet. Sie werden von den hangenden, das Seebecken umkleidenden Moränen schräge abgeschnitten. Unmittelbar unter ihnen streicht Flinz in wenig über 10 m Höhe aus. Die Sohle der Nagelfluh liegt also nur etwa 10 m höher, als die der 9 km weiter nördlich bei Starnberg ausstreichenden. Ihr Aussehen ist etwas abweichend. Sie besteht nicht vorwiegend aus weissen Wettersteinkalken, sondern auch aus Dolomit und Flysch mit starker sandiger Beimischung. Aber hier wie dort bildet das Zurücktreten von Zentralgesteinen einen bezeichnenden Unterschied gegenüber den Ablagerungen der Würm- und Riss-Eiszeit. Auffällig ist der geringe Grad der Abrundung der einzelnen Gerölle; sie sind nur kantengerundet.

Die Lücke in den Nagelfluhausstrichen zwischen Starnberg und Tutzing am linken Seeufer wird durch Aufschlüsse am rechten ausgefüllt (Fig. 39). Am Steilufer von Leoni streicht der typische Münchener, an Wettersteinkalk reiche, feste Deckenschotter über Flinz aus. Seine Sohle ist in etwa 615 m Höhe anzusetzen, seine Oberfläche ist im Dorfe Berg (630 m) an mehreren Stellen unter den dortigen Moränen glatt abgeschliffen und nordnordöstlich geschrammt; die schönste Stelle ist seiner Zeit von der Alpenvereinssektion München umzäunt worden; wir entnehmen ihre umstehende Abbildung (Fig. 38) E. Fraas' Scenerie der Alpen (S. 304). Es liegt also auch hier am rechten Seeufer die Nagelfluh nur unwesentlich höher, als bei Starnberg. Weiter südlich fanden wir zwischen Münsing und Ammerland in 640 m Höhe den Ausbiss einer Nagelfluh. In der von Holzhausen zum See führenden Schlucht begegneten wir ferner einem losen, an Urgebirgsgeröllen armen, mit Sand wechsellagernden Kalkgeröll, das durch seine Zusammensetzung an den

Münchener Deckenschotter erinnert, aber viel lockerer ist. Möglicherweise gehört es zu den gleich zu erwähnenden Niederterrassenschottern. In Fig. 39 ist es zum Deckenschotter gestellt.

Im Quellgebiete des bei Ambach mündenden Thälchens endlich sehen wir wieder die typische weisse feste Münchener Nagelfluh, die um Happerg bis 700 m Höhe ansteigt; unter ihr kommen in 680 m Höhe zahlreiche Quellen zum Vorschein; Grabungen nördlich des Happerger Keller legten aber nicht den erwarteten Flinz, sondern konglomerierte Moräne bloss, wie wir solche bereits nur 2,5 km weiter östlich im Isargebiete an der Schwarzen Wand in Verknüpfung mit dem Münchener Deckenschotter angetroffen haben. Dies weist darauf hin, dass auch hier eine Verknüpfung unseres Münchener Deckenschotters mit Moränen stattfindet. Unweit davon legt sich in 685 m Höhe unser Schotter bei Rohr auf die Nagelfluh der oberen Süsswassermolasse, die zwischen

Fig. 38. Gletscherschliff auf Münchener Deckenschotter in Berg am Würmsee.
Nach E. Fraas, Scenerie der Alpen.

St. Heinrich am Würmsee und Eurasburg und Beuerberg an der Loisach ähnlich wie am Taubenberge bei Miesbach eine Erhebung bildet. Ihre Gipfelpartie ist der Tischberg (693 m).

Neben den Ausbissen des Münchener Deckenschotters finden sich am Ostufer auch solche von Niederterrassenschottern, welche im allgemeinen tiefer liegen. So in dem bei Percha mündenden Thälchen des Keller- oder Biberkorbaches, so ferner am Steilufer des Sees zwischen Allmannshausen und Ammerland. Sie reichen hier südlich der Seeburg bis zum Seespiegel herab und steigen 30 m über denselben an. Sie sind horizontal geschichtet und werden von den hangenden Moränen schräge abgeschnitten. Weiter südlich begegneten wir sie an der Mündung des Holzhausener Thales; ein

vereinzeltes Vorkommnis mit gekritzten Geschieben findet sich in grösserer Höhe (640 m) bei der Strobelmühle im Ambacher Thale. Alle diese Schotter zeichnen sich durch die Führung von zahlreichen Geröllen zentralalpiner Gesteine und in der Regel auch durch solche diluvialer Nagelfluh aus. Ihnen entsprechen im Isarthale die Schotter um Wolfratshausen.

Die Nagelfluhvorkommnisse des Ammerseethales erreichen wir am besten von Starnberg aus. Wir gehen am Maisinger Bache aufwärts und passieren die hier von v. Ammon (Gegend von München S. 36) bemerkten Ausstriche, die sich kaum über 640 m erheben dürften, dann haben wir nur noch 8 km bis zu den Ausbissen am Ammersee- und Pilsenseethale (Fig. 41). Über letzterem streicht die Nagelfluh bei Widdersberg aus. Ihre Sohle ist durch das nach Seefeld ziehende Thälchen in wenig über 600 m erschlossen, darunter geht Flinz zu Tage; ihre Oberfläche (etwa 640 m) ist nordöstlich geschrammt. Gegen den Pilsensee hin sind dem Ausbisse terrassenförmig nebeneinander liegende Jung-Moränenwälle vorgelagert. Einen weiteren wichtigen Aufschluss gewährt die Schlucht des Kienbaches nördlich von Andechs (Posit.-Blatt 743 Andechs). Zwischen Endmoränen einschneidend, legt er zwischen 670 und 640 m Höhe Nagelfluh bloss, die auf Flinz auflagert. Sie enthält gleich der Münchener nur sehr wenig zentralalpine Gerölle, wird aber weniger vorwiegend aus Wettersteinkalken zusammengesetzt. Manche Partien, namentlich die tieferen, sind locker und bröckeln aus; die Wände an der Bachschlucht, die sich am Seethale bis gegen Herrsching fortsetzen, sind vielfach höhlig. Von gleicher Beschaffenheit ist die Nagelfluh, die 7 km weiter südlich der Burgleitenbach unter dem Hochschlosse Pähl am rechten Gehänge des Ammerseethales anschneidet (Positionsblatt Tutzing). Sie liegt hier nennenswert tiefer, als bei Andechs, nämlich zwischen 650 und 620 m. In hübschem, von Ammon (Gegend von München S. 25) abgebildetem Falle stürzt sich der Bach in die enge, in die Nagelfluh eingeschnittene Schlucht, an deren Boden er alsbald auf wasserliefernden Flinz kommt. Die unteren Partien der Nagelfluh sind auch hier locker; wie bei Tutzing bestehen sie vornehmlich aus wenig gerollten Flyschstücken. Die hangenden Schichten sind dagegen sehr fest verkittet und unter den Moränen glatt abgeschliffen. Die Schrammen laufen auf einer Stelle, die sich am linken Gehänge der Schlucht blosslegen liess, ungefähr nördlich.

Zwischen Pähl und dem Kalkgraben von Tutzing findet sich an der München-Weilheimer Strasse oberhalb Monatshausen in 730 m Höhe ein ganz unbedeutender Nagelfluhausbiss. Wir können die Vermutung v. Ammons (Gegend von München S. 32) bestätigen, dass hier nur eine örtlich verkittete Partie der herrschenden Moränen vorliegt: Gehen wir in dem etwas weiter westlich gelegenen Wasserrisse abwärts, so stossen wir in 715 m Höhe auf eine Nagelfluhbank, die sich weder von den liegenden noch von den hangenden Moränen schärfer abgrenzt und sichtlich nur eine lokal zämentierte Lage in ihnen darstellt. Die Schottergrube oberhalb Monatshausen zeigt, dass die Moränen hier geschichtet sind; zentralalpines Material ist selten in ihnen, wie es ihrer Lage im Zacken zwischen Ammer- und Würmteilbogen entspricht.

Auf der Westseite des Ammerseethales treffen wir Nagelfluhvorkommnisse lediglich nahe dem Südende des Sees. Hier besteht die „Burg" bei Diessen aus einem dem Pähler Schotter ähnlichen Gerölle, das in 630 m Höhe auf Flinz aufruht und sich bis 670 m Höhe erhebt (Positionsblatt 742 Diessen). Seine tieferen Lagen sind wieder locker und werden als Kies ausgebeutet, die oberen bilden kleine Felspartien. Unfern des Ziegelstadls bei Wengen kommen Gerölle zentralalpiner Gesteine vor, die sonst nahezu gänzlich fehlen; die Oberfläche des Schotters wird hier diskordant von den hangenden Moränen abgeschnitten und ist unter ihnen verwittert. Weiter westwärts streicht Nagelfluh da und dort bis 680 m Höhe am Abfalle des Jungfernberges südlich Bischofsried aus; in mächtiger Quelle entströmt ihr in 645 m Höhe der wasserreiche Diessener Bach, der reichlich Kalktuff ausscheidet; tiefer noch liegt loser Schotter, der bis 640 m herabreicht. Wir begegnen ihm dann wieder auf der Höhe, dort, wo sich die Wege von Diessen nach Rott und Dettenschwang gabeln (Positionsblatt 741 Thaining). Zuoberst so stark verkittet, dass er am Oberforste einen nordwestlich gerichteten Gletscherschliff trägt, werden seine tieferen Lagen als Kies ausgebeutet. Die Gerölle desselben stehen vielfach aufrecht. Vom Jungfernberge verfolgen wir den Ausstrich der Nagelfluh am Seethalgehänge noch etwa 3 km südwärts. Unfern des Viehhauses (Positionsblatt 766 Raisting) erhebt sie sich auf 690 m Höhe; an ihrem Fusse liegt hier Moräne, aber im südlich benachbarten Graben ist unter ihr in 660 m Höhe Flinz erschlossen. Darnach ergiebt sich, dass sich die Nagelfluhsohle mit einem Gefälle von nicht ganz 9 ‰ nordnordöstlich senkt. Weiter südlich setzt der Nagelfluhausstrich aus; der lange Einschnitt des Michelsbaches (Positionsblatt 765 Wessobrunn) legt nur einzelne Schotterpartien bloss, die gelegentlich höher als benachbarte Mo-

ränen erscheinen; darunter erhebt sich der Flinz bis beinahe 660 m Höhe. Ob hier eine Verknüpfung von unsern Diessener Schottern mit Moränen vorliegt, oder ob sich in ihren hangenden Moränen Schotternester einstellen, vermögen wir nach der Dürftigkeit der Aufschlüsse nicht mit Sicherheit zu entscheiden; jedoch kommt uns ersteres in Anbetracht der Lagerungsverhältnisse am Viehhause und einer kleinen Grube im Oberforste, 0,75 km südöstlich Abtsried, wo Kalkschotter, und Moränen innig vergesellschaftet sind, nicht unwahrscheinlich vor. Aber weitere 7,5 km südlich streichen abermals am Gehänge des Ammerseethales hochgelegene Schotter aus. Sie bilden die weithin sichtbaren Rutschungen — die Plaicken — bei Egg am Ostabfalle der Hochfläche von St. Leonhard, welche den Häusern von Blaicken an ihrem Fusse zum Namen verholfen haben (Blatt Raisting). Hier ruht in 720 m Höhe auf Flinz ein grobes, bankweise verfestigtes Gerölle, das zahlreiche Blöcke und auch zentralalpine Gesteine enthält. Das spätige Bindemittel mahnt an das des Münchener Deckenschotters, ferner fällt das Vorkommnis genau in das Niveau derer um Diessen; doch hatte ich nicht Gelegenheit, es in neuerer Zeit wieder zu besuchen und seine petrographische Beschaffenheit mit der der übrigen hier erwähnten Vorkommnisse zu vergleichen. In 770 m Höhe lagert Grundmoräne auf der Nagelfluh.

Eine letzte Reihe von Aufschlüssen über den Aufbau des Isargletschergebietes bietet der Lech, welcher von Kinsau an bis unterhalb Landsberg an dessen linker Flanke entlang fliesst. In der Gegend von Landsberg schneidet er die Altmoränen an; darunter streicht etwa 35 m mächtiger Hochterrassenschotter aus, welcher zahlreiche Zentralgesteine und Gerölle diluvialer Nagelfluh enthält. Sein Liegendes wird von Flinz gebildet, der sich 20 m über den Lech erhebt. Weiter aufwärts treten die Jung-Endmoränen nahe an den Strom heran. An seinen steilen und hohen rechten Ufern erhebt sich um Mundraching der Flinz 40—50 m hoch und wird von einer Nagelfluhbank gekrönt. Darüber begegnen wir losem Gerölle, das von den benachbarten Jung-Endmoränen als steiler Übergangskegel abfällt. Es enthält zahlreiche Nagelfluhgerölle. Einen guten Einblick in seine Lagerung gewährt das Steilufer südlich von Reichling. Wir finden hier den hangenden Schotter mit Moränen verknüpft; er wird von solchen bedeckt und unterlagert und führt überdies gekritzte Geschiebe, sowie zahlreiche Gerölle löcheriger Nagelfluh. Darunter streicht eine höchstens 10 m mächtige Bank von solcher aus. Wo sie an die Moränen des Hangenden stösst, fanden wir sie geglättet, die Gerölle durchschnitten und mit N 15° W laufenden Schrammen bedeckt. Sie gehört sohin einer älteren Serie an, und zwar unterscheidet sie sich von den Ablagerungen der Riss- und der Würm-Eiszeit des Isargebietes durch den Mangel an Urgebirgsgeröllen. Sie gleicht in dieser Beziehung dem Münchener Deckenschotter, wie wir ihn 12 km weiter östlich am Ammerseethale ausstreichen sahen, und dem jüngeren Deckenschotter des Rothwaldfeldes am linken Lechufer. Diesem schliesst sie sich durch ihr Niveau an. Allerdings liegt sie tiefer, als dessen Vorkommnisse am andern Lechufer zwischen Denklingen und Leeder. Allein das Rothwaldfeld dacht sich hier nicht in der Richtung des Leches ab, sondern fällt nordnordöstlich. Wenn wir dieser Thatsache Rechnung tragen, müssen wir in der Nagelfluh nördlich und südlich Mundraching eine Fortsetzung der jüngeren Deckenschotter vom linken Lechufer erblicken.

Alter des Münchener Deckenschotters. Schichtstörungen.

Ein Überblick über die verschiedenen, dem Typus des Münchener Deckenschotters angehörigen Vorkommnisse im nördlichen Moränengebiete des Isargletschers lässt uns erkennen, dass sie hier eine von der Isar zum Lech durchlaufende Decke bilden, die überall dort zum Ausstriche gelangt, wo die Moränenhülle über steilen Gehängen Löcher zeigt. Diese Decke schliesst sich, wie Profil Fig. 41 lehrt, ihrem Niveau nach dem jüngeren Deckenschotter der Iller-Lechplatte an. Derselbe dacht sich in der Richtung auf die linke Flanke des Isargletschers ab und taucht hier unter die Moränen unter; dann erscheint in deren Bereiche der Münchener Deckenschotter, welcher im allgemeinen sein nordnordöstliches Fallen fortsetzt. Unter solchen Umständen erachten wir den Münchener Deckenschotter als Fortsetzung einer Partie des jüngeren Deckenschotters von Schwaben.

Allerdings ist seine Lagerung keine ganz regelmässige. Im Isarthale (Tafel I Aufriss 4) wie am Ostufer des Würmsees (Fig. 39) treffen wir Partien mit sehr geringem Anstiege; am Ostufer des Ammersees (Fig. 40) erscheint er sogar mit rückläufigem Gefälle und liegt bei Pähl tiefer als weiter nördlich bei Andechs. Wir haben

uns daher die Frage vorgelegt, ob wir es statt nur mit einer einzigen Decke nicht vielleicht mit älterem und jüngerem Deckenschotter nebeneinander zu thun haben. Allein im Isarthale und am Ostufer des Würmsees sehen wir, dass es ein und dieselbe Ablagerung ist, welche anfänglich von Norden her ziemlich steil ansteigt und dann auf einmal darin nachlässt, sodass wir den einen Flügel der Ablagerung dem Niveau nach entsprechend obiger Annahme zum älteren, den andern dann zum jüngeren Deckenschotter stellen müssten. Dazu kommt noch eins: während wir sonst dort, wo älterer und jüngerer Deckenschotter nebeneinander vorkommen, in letzterem Gerölle diluvialer Nagelfluh finden, haben wir solche in den zu tief gelegenen Vorkommnissen des Münchener Deckenschotters trotz wiederholten Suchens nicht wahrgenommen. Wenn auch petrographische Differenzen zwischen den einzelnen Ausstrichen vorhanden sind, und in diesen mehr Kalk, in jenen mehr Flysch vorkommt, so stimmen sie doch

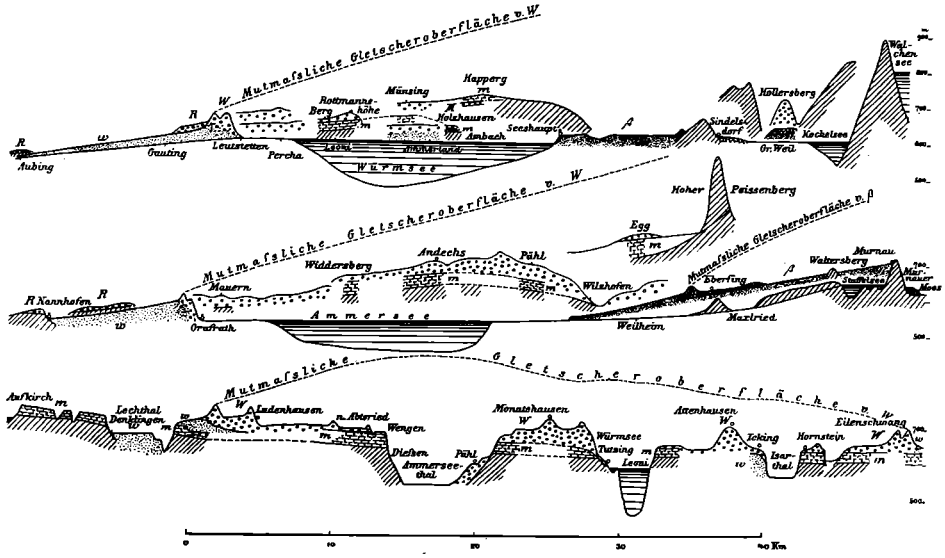


Fig. 39, 40 u. 41. Profile durch das Isargletschergebiet. Fig. 39 (oben) längs des Würmsees, Fig. 40 (Mitte) längs des Ammersees, Fig. 41 (unten) Querprofil vom Lech bis zur schiefen Ebene von München. *m* Münchener Deckenschotter. *M* Mindel-Moräne. *r* Hochterrassenschotter. *R* Riss-Moräne. *w* Niederterassenschotter. *W* Würm-Moräne. β Schotter und Moränen des Bühlstadiums.

allesamt darin überein, dass in ihnen zentralalpines Material selten ist, das in den Jung- und Altmoränen eine so grosse Rolle spielt; und wenn auch die einen lose, die andern fest verkittet sind, so zeigen doch wiederholt grössere Entblössungen, dass dasselbe Material, das oben fest zämentiert ist, unten noch locker erscheint. Bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnis fehlen Anhaltspunkte, sie verschiedenen Horizonten zuzuweisen, und wir müssen sie als Teile einer einzigen, zusammenhängenden Decke erachten, deren Lagerung gestört ist, sei es durch Bildung einer quer über den nördlichen Ammersee verlaufenden Aufsattelung oder einer südlich davon die Mitte des Würmsees querenden Einsenkung, oder vielleicht durch beides.

Diese Ansicht wurde bereits im Système glaciaire (S. 86) ausgesprochen. W. Ule hält sie für nicht hinreichend begründet (Der Starnberger See. Geogr. Zeitschr. III. 1897. S. 545). Er wirft die Frage auf, ob die einzelnen Stellen, an welchen der Deckenschotter aufgeschlossen ist, hinreichen, um sein Oberflächengefälle festzustellen, namentlich da der Schotter doch gewiss vom

Gletscher abgenutzt worden sei, und weiter ist ihm fraglich, ob die Schotteroberfläche je eine völlige Ebene gebildet habe. Wir müssen dem entgegenhalten, dass die Unregelmässigkeiten in der Lagerung des Münchener Schotters sich nicht bloss auf das Gebiet des Würmsees beschränken, sondern ganz ebenso in einer bestimmten Zone auch im benachbarten Isarthale und im Ammerseethale nachgewiesen werden können. Ein Thalgebiet wiederholt hier die Erscheinungen des andern. Das weite Durchstreichen des Münchener Deckenschotters lässt, solange wir ihn nicht in verschiedene Schotterablagerungen auflösen können, nur die Deutung zu, dass er ehedem ebenso ein Feld gebildet hat, wie es uns heute noch um München und, von Thälern durchschnitten, in der Iller-Lechplatte vorliegt. Solche Sprünge in der Höhenlage des Schotters, wie wir sie zwischen den hochgelegenen Partien von der Schwarzen Wand und Happerg einerseits und den Vorkommnissen am Ostufer des Würmsees sowie im Isarthale bei Schäftlarn andrerseits antrafen, solch langsam ansteigende Partien, wie sie am Würmsee und im Isarthale, solch rückfällige Strecken, wie sie zwischen Andechs und Pähl auftreten, sind bei einem grossen Schotterfelde unmöglich, auch dann, wenn es nicht ganz regelmässig gelagert gewesen sein sollte. Endlich haben wir keineswegs unberücksichtigt gelassen, dass im Moränengebiete die ursprüngliche Oberfläche des Schotters nicht mehr vorhanden ist. Wir zogen nicht bloss seine obere Kante, sondern, wie allenthalben, auch seine Sohle mit in Betracht. Wir fassten also die Lagerung seines ganzen Körpers ins Auge; sie ist es, welche die erwähnten Unregelmässigkeiten zeigt.

Geringe Ausdehnung der Mindel-Vergletscherung, ihre Ursachen und Folgen.

Durch das Übergreifen des Isargletschers auf ein ziemlich ausgedehntes Feld des jüngeren Deckenschotters unterscheidet sich seine Entwicklung von der des Inn- und Salzachgletschers. Letztere reichten nicht an ihrer Stirnseite, sondern lediglich an ihren Flanken über den jüngeren Deckenschotter; bei ihnen hielt sich die Würm-Vergletscherung in den Grenzen der Mindel-Vergletscherung, hier erstreckt sie sich aus denselben weit hinaus. Die Verknüpfung des Münchener Deckenschotters mit Moränen an der Schwarzen Wand südlich von Wolfratshausen und bei Happerg östlich vom Südende des Würmsees liegt nur 12—15 km von der Nordgrenze der Flyschzone, während sich die Jung-Endmoränen der Würm-Eiszeit beinahe 30 km, die Altmoränen der Riss-Eiszeit 35 km davon entfernen.

Es war im Isargebiete die Mindel-Vergletscherung nicht bloss erheblich kleiner als die beiden späteren, sondern fand auch unter anderen Umständen statt. Sie brachte kein oder nur sehr wenig zentralalpines Material auf das Vorland, wurde also nicht von so bedeutenden Zuflüssen von den Zentralalpen gespeist, wie die beiden jüngeren. Es können die grossen Thore, durch welche der Inngletscher während der Riss- und der Würm-Eiszeit in das Isargebiet eindrang, zur Mindel-Eiszeit noch nicht so weit geöffnet gewesen sein wie später. Mit dem Mangel an zentralalpinem Zuflusse hängt wohl auch die geringe Grössenentwicklung des Isargletschers während der Mindel-Eiszeit zusammen, er war damals — wie seine westlichen Nachbarn, der Lech- und der Illergletscher, auch später noch — im wesentlichen Kalkalpengletscher und übertraf sie nicht an Grösse, wie nachher. Endlich dürfte die eigenartige Lagerung der Schotter, die wir im Münchener Becken bemerkten, mit der eigenartigen Entwicklung unseres Gletschers während der letzten drei Eiszeiten in Beziehung stehen. Indem er sich während der Riss-Vergletscherung weit über die Grenzen der Mindel-Vergletscherung hinausschob, verlegte er den Schauplatz seiner Schotterablagerung in eine Zone, wo die Thäler weniger tief eingeschnitten waren, als weiter südwärts; sie konnten daher leicht gänzlich verschüttet und eingeebnet werden. Als dann der Niederterrassenschotter angehäuft wurde, waren nicht mehr die tiefen, in den Deckenschotter eingeschnittenen Thäler vorhanden, in denen er sonst aufgeschüttet wurde, sondern nur Einfurchungen im Hochterrassenfelde, die er leicht zuebnen konnte. Es sind die Glacialschotter des Münchener Feldes nicht

ineinander geschachtelt wie die anderer Schottergebiete, weil die Ausgangsstellen der Geröllanhäufung, nämlich die Grenzen der Vergletscherungen, hier anders verliefen als sonst.

Zweigbecken.

Dort, wo der Zug der Jung-Endmoränen in Teilbögen vorspringt, umschlingt er die Nordenden der beiden grossen Seen unseres Gebietes und ähnlich gestalteter breiter Furchen, wie das Wolfratshausener- und Deininger Becken. Alle diese Furchen stehen in auffälliger Abhängigkeit von den beiden grossen Thalausgängen, aus welchen die Hauptmasse des Isargletschers herausgetreten ist: sie strahlen von ihnen aus. Die Mittellinie des Ammersees läuft auf die Mündung des Loisachthales, die des Würmsees auf jene des Walchensee-Kochelseethales; auf letztere weisen auch das Wolfratshausener und das Königsdorf-Deininger Becken. Unsere Furchen haben daher die Lage von Zweigbecken; aber sie besitzen nicht die zentrale Entwässerung, der wir sonst begegneten. Ammer- und Würmsee sowie das Wolfratshausener Becken haben ihre eigenen Ausflüsse; nur das Deininger Moos entsendet seine Wasser gebirgswärts, der Isar entgegen, und hat seinen Ausfluss durch das Gleissenthal aufgegeben, ebenso wie das kleine Becken des Kirchsees nördlich Tölz nicht mehr zentrifugal durch das nunmehr trocken liegende Thal des Teufelsgrabens, sondern zentripetal in der Richtung nach Tölz entwässert wird. Aber die Gerinne unserer grossen Furchen kommen nicht aus den Alpenthälern, vor denen dieselben liegen. Dem Ammersee fliesst nicht die Loisach zu, deren Thal er fortsetzt, sondern er lockt die westlich davon aus dem Gebirge tretende Ammer an sich; die Loisach biegt gleichfalls nach Osten ab, umfliesst den Starnbergersee im Süden, sodass dieser keinen Zufluss vom Gebirge erhält, und wird der Isar erst im Wolfratshausener Becken tributär. Die Isar endlich quert das Teilbecken des Deininger Mooses und verlässt das Moränengebiet an der Spitze des Wolfrathshausener Beckens. Die sonst so klar entgegentretende Beziehung zwischen den Teilbecken und den Entwässerungsadern des Moränengebietes fehlt hier; wir haben kein zentripetales System, sondern ein zentrifugales: Ammer, Würm und Isar treffen sich erst ausserhalb des Moränengebietes im Münchener Felde.

Alter der Zweigbecken.

Alle vier Furchen sind in den Münchener Deckenschotter eingeschnitten, also jünger als derselbe. Sie sind ferner bis zu einem gewissen Umfang älter als die letzte Vergletscherung, denn deren Schotter breiten sich in ihnen aus und reichen tief in ihnen herab. So ist es am Nordende der Ammerseefurche. Hier setzen tief unter den Tertiärausstrichen der beiden Seegehänge, über welch ersteren wir die Sohle des Deckenschotters zu mutmassen haben, die Niederterrassenschotter ein, die den Seeabfluss, die Amper, begleiten und von ihm nicht durchschnitten werden. Es lag also am Nordende des Sees bereits eine Furche vor, die bis in das Niveau seines Spiegels herabreichte. Am Würmsee begegneten wir ferner Niederterrassenschotter, welche noch 11 km oberhalb seines Ausflusses an der Seeburg bis zu seinem Spiegel herabreichen. Falls sie nicht etwa einem Deltafusse aufsitzen, wofür wir keine Anzeichen haben, so muss der Fluss, der sie ablagerte, im Norden das Seethal in erheblich tieferem Niveau, als heute die Würm verlassen haben. Die Würm allerdings schneidet hier den Flinz und über diesem den Münchener Deckenschotter an. Dicht daneben reicht aber der Niederterrassenschotter bis in ihre Thalsohle herab; es ist sehr wohl möglich, dass die Würm beim Durchbruche durch die Jung-Endmoränen die alte Furche des Seethales nicht wieder gefunden hat. Es ist aber auch denkbar, dass die Wasser, welche die Nieder-

terrassenschotter an der Seeburg ablagerten, zwischen den Deckenschottervorkommnissen hindurch zu dem nur 7 km entfernten Isarthale abflossen, wo wir um Wolfratshausen bis zur Thalsohle (570 m) herab Niederterrassenschotter in stattlicher Ausdehnung begegnen. Wenn dann zwar auch die Isar in ihrem Thale wiederum Flinz, Münchener Deckenschotter und Hochterrassenschotter anschneidet, so sehen wir doch dasselbe von mehreren mit Niederterrassenschottern gänzlich ausgefüllten Furchen gequert. Diese können von den Wassern benutzt worden sein, die die Schotter um Wolfratshausen ablagerten.

Es war das Feld des Münchener Deckenschotters vor Eintritt der letzten Vergletscherung in ähnlicher Weise von Thälern durchfurcht, wie die Iller-Lechplatte, und diese fielen wenigstens streckenweise mit den Seefurchen zusammen. Ob sie völlig mit ihnen übereinstimmten, vermögen wir nicht festzustellen, da wir es immer nur mit vereinzelten Vorkommnissen von Niederterrassenschottern zu thun haben. Manche Anzeichen sprechen dafür, dass dieselben anderen Abflusslinien, und zwar in nordöstlicher Richtung folgten.

Wir haben bereits erwähnt, dass die Schotter am rechten Würmseeufer zwischen Ambach und Ammerland möglicherweise mit denen des Isarthales um Wolfratshausen zusammenhängen. Es sind zwei ausgedehnte Vorkommnisse, die ihrem Niveau nach zusammenfallen. Ferner können die Schotter um Percha am Würmsee mit dem Niederterrassenarm verknüpft werden, welcher im Forstenrieder Parke die Altmoränen durchsetzt. Wir würden in beiden Fällen nordöstliche bis nordnordöstliche Strömungen anzunehmen haben. Die gleiche Richtung tritt uns wiederholt in den Geländeformen entgegen: auf der Westseite des Würmsees öffnet sich der Karpfenwinkel nach Nordnordosten. Das Ostufer des Ammersees buchtet sich bei Herrsching nach Nordosten aus, und in dieser Richtung verläuft ein Ausläufer des Seethales, der den Pilsensee birgt. Parallel dazu liegt die Furche des kleinen Wörthsees und verläuft weiter im Norden das Amperthal unterhalb des Sees. Die Richtung des Ammersees und des Würmsees interferiert deutlich mit einer anderen, und in letzterer treffen wir die Schottervorkommnisse.

Glaciale Entstehung der Zweigbecken.

Im Moränengebiete werden Schotter überall am Gletscherrande abgelagert. Verändert dieser seine Lage, so können Schotter in erheblich anderem Niveau abgelagert werden als zuvor. Es gelingt nicht, die zahlreichen, von den Endmoränen ablaufenden Schotterstränge durch ein einheitliches Niveau zu verbinden. Was während des Rückganges der Vergletscherung erfolgte, wird auch bei ihrem Herannahen geschehen sein. Es können während der einzelnen Stadien des Gletscherwachstums Schotter in sehr verschiedener Höhe abgelagert worden sein. Es ist z. B. denkbar, dass die Schotter am Ostufer des Würmsees an den Flanken eines den See erfüllenden Gletschers abgelagert wurden. Allein ihre petrographische Beschaffenheit harmoniert hiermit nicht. Das wichtige und gut aufgeschlossene Vorkommnis an der Seeburg zeigt weder die unregelmässige Schichtung, noch das unregelmässige Korn jener Schotter, die dicht beim Eise aufgeschüttet worden sind; mit den hangenden Moränen ist es nicht verknüpft, sondern wird von ihnen schräge abgeschnitten. Ebenso sind die unteren Lagen der Wolfrathshausener Schotter gut geschichtet und rund gewaschen; sie sind ziemlich arm an zentralalpinen Gesteinen und können nur abgelagert worden sein, als der Isargletscher noch wenig zentralalpinen Zufluss erhielt, also noch fern war. Sie müssen ein über das Wolfrathshausener Becken sich erstreckendes Feld gebildet haben, ebenso wie die Schotter am rechten Ufer des Würmsees sich feldähnlich an dessen Stelle ausgedehnt haben dürften. Wir können beim Eintritte der letzten Vergletscherung weder das Wolfratshausener Becken in seiner heutigen Tiefe noch die Wanne des Würmsees nachweisen. Was wir sehen, weist darauf, dass statt deren Thäler vorhanden waren, die in den Deckenschotter eingeschnitten waren, und deren Boden bis

30 m über den Spiegel des heutigen Würmsees, sowie mindestens ebenso hoch über den Boden des heutigen Wolfratshausener Mooses von flächenhaft ausgebreiteten Schottern erfüllt war. Es sind unsere Zweigbecken im Eiszeitalter entstanden; die drei grössten von ihnen erstrecken sich im Bereiche von Thälern, die vor Eintritt der letzten Vergletscherung bereits bis auf das Spiegelniveau der heutigen Seen oder auf die Bodenhöhe des Wolfrathshausener Beckens eingeschnitten waren, und in denen während des Herannahens der Gletscher Schotter aufgeschüttet wurden. Sie sind also aus Thälern hervorgegangen, die eine gründliche Umgestaltung erfahren haben. Ist es nun auch immerhin hypothetisch, dass diese Umgestaltung in der Zusammenschweissung von einzelnen Stücken nordöstlich gerichteter Thäler bestand, so ist doch unverkennbar, dass ihre Tiefenverhältnisse gänzlich umgestaltet worden sein müssen. Selbst wenn wir uns das sanfte Gefälle des Isarthales, der Gegend zwischen Moosburg und Landshut nach aufwärts fortgesetzt denken, kommen wir in der Gegend von Wolfratshausen in ein Niveau von 520 m, das ist zwar 50 m unter der jetzigen Sohle des dortigen Beckens, aber immer noch 60 m über der heutigen Bodenhöhe des 123 m tiefen Würmsees (Spiegelhöhe 584 m) und 65 m über der des 79 m tiefen Ammersees (Spiegelhöhe 534 m). In 60 m höheres Niveau aber gelangen wir, wenn wir uns den Anstieg des Miocäns von München ideal verlängert denken; 120—125 m tief sind Ammer- und Würmsee in sein Niveau eingetieft. Die Ursache dieser Eintiefung kann keine tektonische sein; die Seethäler sind nicht eingebogen worden und nicht durch aufsteigende Schwellen verriegelt. Zwar erstrecken sie sich nicht auf völlig ungestörtem Gelände; die Lagerung des Deckenschotters in ihrem Gebiete ist keine regelmässige und deutet auf stattgehabte Einbiegungen und Aufsattelungen. Diese aber stehen gänzlich ausser Beziehung zu den Seen. Queren den Würmsee Anzeichen einer Mulde, die allenfalls die Seebildung verständlich machen könnte, so setzen über das Ammerseethal Andeutungen eines Sattels, der der Wannenbildung geradezu entgegenläuft. Wir haben keine Strukturformen vor uns, sondern Skulpturformen vom Charakter übertiefter Thäler.

Diese engen Beziehungen des Ammer- und Würmsees wurden in grossen Zügen 1882 (V. D. A. S. 355) dargethan und 1886 bei einer gemeinsamen Exkursion mit A. Heim noch enger präcisiert (Aus dem Gebiet des alten Isargletschers und alten Linthgletschers. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXVIII. 1886. S. 161). Sie führten zur Folgerung, dass die Seewannen im Bereiche der zerstörten Niederterrassenflächen vom Gletscher erodiert worden sind, was auch Heim in diesen Fällen für wahrscheinlich hält.

Während Gümbel (Geologie von Bayern 1894. II. S. 360) für den Entscheid der Frage weitere Untersuchungen darüber nötig hält, ob es physikalisch möglich sei, dass das Eis Becken erodieren könne, ist W. Ule zu einer anderen Auffassung gelangt (Der Starnberger See. Geogr. Zeitschr. III. 1897. S. 545). Ihm erscheint das Seebecken als das Stück eines Thales, das abwärts durch Aufschüttung abgedämmt ist. Es müsste sich daher am Nordende des Sees unter den Moränenwällen, die sich hier 70 m über seinen Spiegel erheben, noch ein mindestens 123 m hoher Damm glacialer oder fluvioglacialer Ablagerungen befinden. Das Vorhandensein so beträchtlicher, fast 200 m mächtiger eiszeitlicher Aufschüttungen wird von Ule nicht nachgewiesen; es widerspricht allen Erfahrungen über den Aufbau der bayerischen Moränengebiete. Allerdings glaubt Ule tektonischer Vorgänge bei der Wannenbildung nicht ganz entraten zu können. Er nimmt Heims Ansicht über das Rücksinken der Alpen an. Es erscheint ihm als wohlberechtigte Schlussfolgerung, dass dies Sinken sich auch auf das Vorland erstreckte, und er glaubt dadurch die heutige bedeutende Tiefe des Sees erklären zu können. Auf Heims Ansicht über das Rücksinken der Alpen wird an einer anderen Stelle dieses Werkes zurückgekommen werden. Wir wollen hier nur erwähnen, dass sie in erster Linie auf Unregelmässigkeiten in der Lagerung der Schotter am Zürichsee beruht, und zwar auf Argumenten ähnlicher Art, wie sie uns zur Annahme von Schichtstörungen im Bereiche des Münchener Deckenschotters führen. Ule hat die Beweiskraft dieser Argumente in unserem Falle bestritten; bei den Ansichten Heims lässt er sie gelten und zieht nicht in Betracht dass am Würmsee

Thatsachen vorliegen, welche der Annahme eines Rücksinkens des Gebirges widersprechen; es steigt in unserm Gebiete der Münchener Deckenschotter wenn auch nicht ganz regelmässig alpenwärts an; sein höchstes Vorkommen legt sich, wie wir gesehen haben, östlich vom Südende des Sees an den Tischberg, wo er bei Happerg bis 720 m ansteigt, während er am Nordende nur bis auf 620 m kommt. Mit der Schotteroberfläche erhebt sich auch die Schottersohle, wenn auch nicht um einen gleich stattlichen Betrag. Ein so ausgesprochenes Ansteigen des Deckenschotters schliesst jedwelchen Gedanken an ein Einsinken der Alpen samt ihrem Vorlande aus.

Nach Abschluss der vorstehenden Darlegungen ist Ule's Monographie des Würmsees erschienen (Wissensch. Veröff. des Ver. f. Erdk. Leipzig. V. 1901. Mit Atlas). Es werden hier dieselben Ansichten über die Entstehung des Sees wiederholt, die wir bereits gewürdigt haben. Sie stehen mit Ule's eigenen Ausführungen vielfach in Widerspruch; so widerspricht seiner Annahme über eine Abdämmung des Sees durch Moränen der wiederholt ausgesprochene Hinweis, dass die Seewanne in das oberbayerische Miocän eingesenkt ist (S. 24, 62 u. 200), was im wesentlichen unsere Anschauung ist; denn wenn wir auch oben von verschütteten Abflussrinnen am Nordende des Sees sprachen, so liegt doch die Sohle derselben stets hoch über dessen Boden; Ules Annahme eines Rücksinkens des oberen Seengebietes widerspricht endlich sein Profil am Ostufer des Sees (Taf. V), das dem Système glaciaire S. 85 entnommen ist. Darin sind die hochgelegenen Deckenschottervorkommnisse bei Happerg und das hochansteigende Miocän östlich St. Heinrich angedeutet, die Ule sonst nicht berücksichtigt, und die auch auf seiner geologischen Karte der Umgebung des Würmsees fehlen. Dieselbe erweist sich im wesentlichen als Kopie von v. Ammons Karte der Umgebung von München und Gümbels Karte der Alpen. Sie lässt erkennen, gleich manchen Äusserungen im Texte — wo z. B. die Drumlinlandschaft als eine zerstückelte Schotterfläche gedeutet wird (S. 66, 71) —, dass eine neue Untersuchung des Seegebietes von Ule nicht ausgeführt worden ist.

Drumlinlandschaft.

Die vier Furchen, deren Alter und Entstehung wir eben erörtert haben, spitzen sich nach Norden zu und verbreitern sich nach Süden, wobei sie sich gegenseitig öffnen. Das geschieht jeweils am Südrande des Münchener Deckenschotters. Während der nördliche Würmsee vom Ammersee durch ein 720—730 m hoch ansteigendes Gelände getrennt ist, unter welchem jener Schotter durchstreicht, erhebt sich zwischen seiner Südhälfte und dem Ammerseethale ein Riedel von nur 630—650 m Höhe, den die Eisenbahn vom Würmsee in das Ammerseethal bequem passieren kann. Es ist eine typische Drumlinlandschaft, die sich hier erstreckt, von einer Deutlichkeit der Formen und Klarheit ihrer Anordnung, wie man sie nördlich der Ostalpen nirgends wieder findet. In langen Reihen verlaufen die elliptisch gestreckten Hügel, die grösseren 1 km lang, 300—400 m breit, ihre Umgebung um 20—25 m überragend. Dazwischen erstrecken sich moorige Flächen. Die Richtung der einzelnen Rücken ist eine nordnordwestliche; in ihr fliessen auch die drei Bäche ab, welche das Gebiet entwässern, nämlich der Waida-, Murnau- und Grünbach, und verläuft die Mehrzahl der Wege, wie z. B. die Strasse von Hannshofen nach Jenhausen. Nur eine Strasse führt hügelauf hügelab quer durch das Gebiet, das auf den bayerischen Positionsblättern 767 Tutzing und 791 Eberfing vorzüglich dargestellt ist; es ist die Strasse von Seeshaupt über Magnetsried nach Marnbach. Ihre Einschnitte gewähren wiederholt Einblick in die Zusammensetzung der Drumlin. Viele bestehen aus Grundmoränen; Schlammmoränen, die auf Flinz aufsitzen, setzen das Drumlin zusammen, das die Eisenbahn westlich der Station Wilzhofen anschneidet. Aber es fehlt in ihnen weder eckiger Moränenschutt noch Schotter, wie in dem bei weitem weniger deutlich ausgeprägten, längeren und flacheren Drumlin der Gegend von Rosenheim und im Bereiche des Salzachgletschers. Gelegentlich, wie z. B. in der Gegend von Magnetsried, finden wir deutlich geschichtete, zusammengestaute Partien. Eine solche ist V. D. A. S. 119 abgebildet worden, und zwar als charakteristisch für Endmoränen. In der That begegnen

wir ganz ähnlich aufgebauten Partien weiter nördlich in den Endmoränen der Gegend von Andechs, die im Zacken zwischen den Ammer- und Würmseeteilbögen die gleiche Streichungsrichtung haben. Es entstand daher zunächst die Vermutung, dass hier eine al erdings eigenartig gestaltete südliche Fortsetzung jenes Zackens mit Längswällen vorläge. Als aber dann die neuen bayerischen Karten einen Gesamtüberblick über die Formen ermöglichten, wurde ausgesprochen, dass hier Drumlin vorkommen [1]), und J. Früh hat bald darnach das Gebiet als Drumlinlandschaft geschildert [2]). Diese Drumlinlandschaft hat jedoch hier vielfach die Zusammensetzung einer Endmoränenlandschaft und erweckt den Eindruck, dass sie ursprünglich eine solche war und nachher vom Eise überschritten worden ist, wobei sie die heutigen charakteristischen Züge ihrer Oberflächengestaltung aufgedrückt erhielt. Zu gleicher Ansicht gelangte auch Brückner über die Entstehung der Drumlin im Salzachgebiete (a. a. O. S. 83); sie erweist sich auch zutreffend für die Drumlin der Gegend von Rosenheim. Es können die Drumlingürtel unserer drei grossen Gletschergebiete aufgefasstwerden als Endmoränengürtel, die vom Eise überschritten worden sind, wobeisie Rundhöckerformen erhielten. Diese Endmoränengürtel sind vielleicht während der Schwankung von Laufen abgelagert, die wir im Inn- und Salzachgebiete nachwiesen (S. 138. 157).

Kochelsee und Walchensee.

Auch das Wolfratshausener Becken ist nach Süden geöffnet, und zwar bei Beuerberg über einen niedrigen Riegel gegen die breite, vom Königsdorfer Filze eingenommene Fortsetzung des Deininger Mooses. Letztere verwächst südlich von der Aufragung der Miocännagelfluh im Tischberge zu einer ausgedehnten, grösstenteils versumpften, in wenig über 600 m Höhe gelegenen Fläche. Sie wird nach Süden durch den rippenartigen Rücken des St. Johannisrain vom weiten Becken des Kochelsees getrennt. Zum grössten Teile von der Loisach bereits zugeschüttet und nur noch an seinem Südende den 65 m tiefen See bergend, ist es ein ausgezeichnetes Beispiel für ein Stammbecken, das sich in dem im Norden auf 8 km Breite trichterförmig erweiterten Ausgang des Walchensee-Kochelseethalzuges erstreckt. Dieser Trichter fällt mit einer bemerkenswerten Unregelmässigkeit im Gebirgsbaue zusammen. Die Molasserücken, welche von Westen her den Fuss der Alpen begleiten, schwenken hier nach Norden um und biegen sich dann hakenförmig nach Westen zurück. Wir haben an der Westseite des Kochelseebeckens die ausgedehnte Molassenerhebung des Klein-Weilberges, an der Ostseite, mit Ausnahme des kurzen Stückes, das sich in die Kalkalpen drängt, nur Flysch.

Gümbel spricht hier von einer Fortsetzung der Zugspitzverschiebung (Geologie von Bayern II. 1894. S. 324). Wir fassen die Lagerung anders auf. Der Johannisberg an der Nordseite des Kochelseebeckens ist unseres Erachtens nicht die Fortsetzung des weiter westwärts an die Flyschzone angrenzenden Molasserückens, sondern der weiter nördlich gelegenen Rücken des Ilberger Waldes, des Sonnenbichels und der Platte von Schöffau. Der kleine Weilberg an der Westseite des Beckens stellt die Walmseite einer grossen südlichsten Molassenmulde dar, die hier ihr Ende erreicht. Neben dieser Mulde liegt, dort, wo sich der Flysch unter ihr hervorhebt, der nördliche Teil des Kochelseebeckens, das im wesentlichen eine durch Molasseerhebungen nordwärts begrenzte Lücke der Flyschzone darstellt.

Auch dies Stammbecken ist übertieft. Mündet links zwar die aus dem Murnauer Moose kommende Loisach gleichsohlig, so liegen doch sonst rechts und links mehrere Stufenmündungen, die ein altes Thalniveau in etwa 750—800 m Höhe andeuten. In

1) Morphologie der Erdoberfläche. 1894. II. S. 53.

2) Die Drumlinslandschaft. 1896. S. 21. (Sonderabdr. a. d. Jahresber. d. St. Gall. nat. Ges. 1894/95.)

steiler Stufe steigen wir dann vom Kochelsee zum Walchensee empor. Jenseits einer Schwelle von 861 m Höhe erreichen wir diesen 803 m hoch gelegenen, 196 m tiefen, von waldigen Bergen umgebenen See. Nur wenige, aus Kalkgebieten kommende und daher an Sinkstoffen arme Zuflüsse besitzend, hat er uns ein Stück alten Gletscherbodens ziemlich unberührt von späteren Einflüssen erhalten. Sein Boden zeigt grössere Unregelmässigkeiten, als der irgend eines zweiten grösseren Alpensees. Er hat nur eine kleine Schwebfläche und wird von zahlreichen Einzelaufragungen durchsetzt, welche sichtlich Fortsetzungen von den Rippen der benachbarten Berge sind; eine, die Sassauinsel, erhebt sich sogar ziemlich steil über den Seespiegel.

Wir ersehen dies aus der Karte in A. Geistbecks Atlas der Seen der Deutschen Alpen (Beilage zu den Mitteilungen des Vereins für Erdkunde zu Leipzig 1884), aus welchem verdienstlichen Werke wir auch die Tiefenangaben der übrigen Seen der Deutschen Alpen entnommen haben (mit Ausnahme der Daten über den Chiemsee und Starnberger See, die von E. Bayberger und W. Ule herrühren). Allerdings sind Geistbecks Lotungen nicht zahlreich genug, um alle Einzelheiten der Bodengestaltung des Sees erkennen zu lassen und über Verlauf und Richtung der unterseeischen Unebenheiten ganz sicher zu orientieren. Aber das Süd-Nordprofil (Tafel VI, 5) zeigt uns deutlich Rippen, die ihren Steilabfall nach Süden kehren; das ist ihre Stossseite.

Murnauer Moos und übertieftes Loisachthal.

Das Becken des Ammersees setzt sich südwärts gleichfalls als eine weite Ebene bis an die Molassenketten fort. Es stösst an die 650 m hohen scharfen Rippen des Guggenberges und der Westerleithe, die wie die Inseln des Chiemsees aus oberer Meeresmolasse gebildet werden. Südlich davon treffen wir im Moore von Maxlried noch ein weites ebenes Becken, welches wie eine Fortsetzung des Ammerseebeckens erscheint, aber einen selbständigen See enthalten hat: Deltaschotter und Seethon, welche die Ammer unter dem Filze nordwestlich Oberhausen angeschnitten hat, verraten einen ehemaligen Seespiegel dahier in wenig unter 580 m Höhe, während die alten Uferlinien des Ammersees nicht wesentlich über 550 m ansteigen. An das Becken von Maxlried schliesst sich im Süden unregelmässig welliges Gelände an, aus welchem einzelne scharfe Rippen der unteren Süsswasser- und unteren Meeresmolasse aufragen. Sie senken sich bei Uffing und Murnau bis auf 700 m Höhe herab, während sie weiter östlich und westlich 900 m Höhe überschreiten. Es ist eine deutliche Einsattelung quer zur grossen Mulde von älterer Molasse, die wir südlich des Ammersees überschreiten. Sie führt uns zum breiten Becken des Murnauer Mooses im weiten Ausgangstrichter des Loisachthales. Abermals eine Lücke in der Flyschzone, welche sich nach Norden soweit verbreitert, dass sie sich am Saume der Molassenerhebungen zwischen Gross- und Klein-Weil gegen das Kochelseebecken öffnet. Allerdings wird diese Öffnung grösstenteils durch die sehr mächtigen Moränenablagerungen verschlossen, die den Rücken zwischen Höllersberg und Jasberg zusammensetzen. Auf ersterem, dicht am Kochelseebecken stehend, blicken wir tief hinein in das Loisachthal, dessen Ausgangstrichter hier 15 km Breite hat. An der Grenze der Flyschzone gegen die Kalkalpen engt er sich bereits auf 5 km ein. Links mündet in ausgesprochener Stufenmündung der Rissgraben; weiter südlich springen vom Flyschgehänge mehrere Rippen weit heraus. Rechts erstreckt sich über dem Schuttkegel von Ohlstadt eine felsige Leiste von 700—800 m Höhe; aus der moorigen Fläche selbst steigen zahlreiche Flyschrippen inselförmig hervor. Es sind die Kögel, deren höchster sich auf 751 m, 120 m über das benachbarte Moos, erhebt. In der Kalkzone verengt sich das Becken bei Eschenlohe rasch auf 2,5 km und wird durch den Sporn des Höhenberges begrenzt, der am Südende des Murnauer Mooses gleiche Höhe

wie der Kesselberg zwischen Kochelsee und Walchensee erreicht. Er gliedert es vom eigentlichen Loisachthale ab. Dieses trägt in seiner Querstrecke bis Garmisch-Partenkirchen alle Kennzeichen der Übertiefung, wie die bayerischen Positionsblätter 844 Oberammergau, 845 Eschenlohe, 872 Ettal, 873 Wallgau, 888 Partenkirchen und 889 Mittenwald deutlich erkennen lassen. Sein Boden ist, sofern ihn nicht Schuttkegel erhöhen, eben und versumpft. Er wird beiderseits von steilen Wänden begleitet, an deren Fuss links nur verkümmerte Schuttkegel liegen; so die Eingefallene Wand unterhalb Oberau, die Spielleite bei Farchant, der von der Ruine Werdenfels gekrönte Abfall, rechts ferner die zahlreichen Wände am Fusse des Schinderkopfes, denen mehrfach Schutthalden und -kegel vorgelagert sind. Die Seitenthäler münden stufenförmig, so das der Eschenlaine bei Eschenlohe. Nachdem es im Gachen-Tod-Klammerl bis auf unter 800 m herabgefallen, senkt es sich langsam bis zu seiner Mündung, worauf der Bach wieder in eine Klamm tritt, um die letzten 60 m seines Laufes rasch zu durchfallen. So ferner der Lahnenwiesgraben links unterhalb Garmisch. Er erreicht in etwas über 800 m Höhe eine sich nur flach senkende Stufe, von der er in raschem Falle und in enger Schlucht sich zur Loisach stürzt. Weithin verfolgen wir im Thale eine Leiste in jener Höhe. Sie tritt uns im Sporne des Kirchbichl (800 m) bei Oberau sowie in ausgedehnten Partien des Höhenberges bei Eschenlohe entgegen, ferner in der Einsattelung des Ettaler Berges (853 m), auf der wir ins Ammerthal hinüber gelangen: in steilem Anstiege geht es empor; haben wir die Höhe erreicht, so stehen wir wenig hoch über der breiten Sohle des Ammerthales. Der Giessenbach, an dem wir aufwärts gewandert sind, kommt von Westsüdwest. Bis 800 m herab ist seine Gefällsentwicklung die normale, dann stürzt er im Kesselfalle tief herab in das enge Thal, in welchem die alte Strasse den scharfen Anstieg machte. Am meisten zurückgeblieben ist das Esterbergthal; es öffnet sich gegenüber Farchant in beinahe 1300 m Höhe gegen das mehr als 600 m tiefere Thal der Loisach. Auf deren 12 km langer Querthalstrecke zwischen Eschenlohe und Garmisch haben wir keine einzige gleichsohlige Thalmündung; allenthalben müssen wir zunächst sehr steil emporsteigen, wenn wir in die Nebenfurchen gelangen wollen, und haben wir deren flachere Sohlen erreicht, so drängt sich uns der Eindruck auf, uns auf dem Boden eines in 800—900 m Höhe befindlichen Thalsystems zu befinden, das durch eine fast 200 m tiefe Einfurchung längs der Loisach zerschnitten worden ist.

Bei Garmisch-Partenkirchen treten wir in die Längsthalstrecke über, die sich vor den hohen Mauern des Wettersteingebirges entlang zieht. Sie geht trichterförmig in das Querthal über und hat zunächst noch deren übertieften Charakter. Ein kurzer Ast seiner breiten Thalsohle reicht ostwärts bis zum Kainzen Bade oberhalb Partenkirchen; dann hebt sich der Boden des Kanker Thales auf 820—900 m empor, und wir gelangen bald auf die über 900 m hoch gelegenen weiten Flächen der Gegend nördlich von Mittenwald. Westwärts erstreckt sich die breite Thalsohle ein Stück weit an der Loisach aufwärts und zweigt dann in der Richtung auf den Eibsee ab. Ihr Ende zeigt in der Grainau eine höchst auffällige Beschaffenheit. Der Boden wird hügelig, zwischen einzelnen Kuppen erstrecken sich vermoorte Flächen oder selbst stehendes Wasser wie der kleine Badersee. Das Ganze ist überstreut mit enormen Trümmern von Wettersteinkalk, die 10—15 m Durchmesser haben. Sie sind eckig und reichen, wirr durcheinander gewürfelt, bis an den Eibsee heran. Er liegt zwischen Schutthaufen und wird sichtlich von ihnen aufgestaut. Wir sind im Trümmerfelde eines grossen Bergsturzes, der mutmasslich vom Nordabfalle der Riffelspitze abgegangen ist

und den Schluss unserer übertieften Thalpartie verschüttet hat, den Eibsee aufstauend, wie auch von Gümbel[1]) erwähnt wird. Südlich vom übertieften Thale zeigen Gehängeleisten in 900 m Höhe einen alten Boden an, der samt seinem Hintergehänge von der Partnach in enger Klamm durchbrochen wird. Sein Niveau entspricht dem des alten Bodens im Loisachquerthale, und an dieses wiederum schliesst sich das Niveau der Deckenschottersohle des Alpenvorlandes an, das wir auf dem Tischberge in beinahe 700 m verlassen haben. Es steigt mit einer Böschung von durchschnittlich 5 ‰ alpeneinwärts an, und während das von einem mächtigen Eisstrome benutzte Loisachthal und das Murnauer Moos 200 m darein eingeschnitten ist, tritt es uns im benachbarten, von der grossen Eisbewegung weniger benutzten Amperthale noch fast unverletzt entgegen. Nur die Bahn der mächtigen Arme des Isargletschers ist übertieft worden.

Im übertieften Loisachthale finden wir oberhalb Garmisch am Herrgottsschrofen gegenüber der Schmölz und an der Durer Lahne eine auch von Hans Heimbach (Geologische Neuaufnahme der Farchanter Alpen. München 1895. S. 22) erwähnte, ziemlich feste Nagelfluh, an deren Zusammensetzung sich reichlich zentralalpines Material beteiligt. Sie wird von den hangenden Moränen schräge abgeschnitten und dürfte höheren Alters sein; sie ist früher von mir als die Ablagerung eines Ur-Inn gedeutet worden, welcher die Kalkalpen querte (Thalbildung in den Alpen. Mitt. d. Deutsch. u. Österr. Alpen-Ver. 1885. S. 83). Sie reicht bis zur Loisach herab und erhebt sich nur etwa 60 m über deren Spiegel, bleibt also tief unter dem Niveau des präglacialen Thalbodens und muss daher zu den Ablagerungen des Eiszeitalters gezählt werden. Unter solchen Umständen ist wohl denkbar, dass ihr zentralalpines Material erratisch und nicht direkt vom Inn herbeigeführt ist. Wir schreiben ihr daher nicht mehr die thalgeschichtliche Bedeutung zu wie früher.

Die Molasserippen.

Wir sehen sohin im Isargebiete ebenso wie im Inn- und Salzachgebiete Zweig- und Stammbecken. Während dieselben aber im Osten gänzlich gegeneinander geöffnet sind oder nur durch niedere Schwellen von einander getrennt werden, sehen wir hier eine schärfere Sonderung. Die Zweigbecken des Ammersees und Würmsees einerseits und die Stammbecken des Murnauer Mooses und Kochelsees andrerseits werden voneinander durch rippenförmige Aufragungen der Molasse geschieden. An diese knüpfen ich Wasserscheiden. Sie hindern die Loisach, zum Ammersee oder Würmsee zu fliessen und werden von ihr erst weit im Osten in enger Schlucht durchbrochen. Dass diese Rippen weiter im Osten fehlen, während sie im Westen, im Lech- und Illergebiete, zahlreicher werden, hängt mit der Entwicklung der älteren Molasse zusammen.[2]) Westlich des Leches schaltet sich zwischen die untere und obere Meeresmolasse das mächtige Stockwerk der unteren Süsswassermolasse mit zahlreichen Konglomerat- und festen Sandsteinbänken ein. Östlich vom Lech wird es mehr und mehr durch die vorwiegend mergeligen brackischen Schichten aquitanischen Alters ersetzt. Zugleich verschwindet die grosse südliche Molassenmulde auf der Westseite des Kochelsees. Jene Ersetzung ist bereits westlich vom Inn vollzogen, und nunmehr nimmt der Komplex an Mächtigkeit rasch ab. An die festen Nagelfluh- und Sandsteinlagen knüpft sich die Rippung des Geländes, sie fehlt mit den genannten Schichten im Inn- und Salzachgebiete.

Der breiten Molassenzone zwischen Murnauer Moos und Ammersee sind ausgedehnte Moränen- und Schotterablagerungen aufgesetzt, deren Auftreten gerade hier, wo wir besonders kräftige Erosionswirkungen anzunehmen haben, sehr überrascht. Wir werden in Kapitel III zeigen, dass sie jünger sind, als die letzte grosse Vergletscherung und einem Vorstosse während ihres Rückzuges angehören.

1) Geologie von Bayern II. 1894. S. 358.

2) Vergl. hierzu Gümbel, Geologie von Bayern II. 1894. S. 325.

Isarthal und Ammerthal.

Entsprechend seiner geringen Verbreitung auf dem Alpenvorlande hat der aus dem Isarthale herausgekommene Zweig des grossen Isargletschers sein Zungenbecken lediglich im Gebirge eingefurcht. Von einem Kranze von 7—8 nordostwärts gekrümmten Endmoränen umzogen, liegt es im breiten Ausgangstrichter des Isarthales und reicht bis in die Gegend von Tölz. Einen Ausläufer entsendet es ostwärts am Fusse der Flyschzone entlang; hier strömt der Isar die Gaisach entgegen. Weiter abwärts empfängt sie im Ellbache einen nordsüdlich, also streng zentripetal gerichteten Zufluss. Es zeigt das Flussnetz im Austritte der Isar aus den Alpen die charakteristische zentrale Anordnung, wie wir sie bei Stammbecken begegnen; möglicherweise kann das Moor des Kirchsees, das einst durch den Teufelsgraben entwässert worden ist, als Zweigbecken gelten. Das Tölz-Lenggrieser Becken ist durch jüngeren Terrassenschotter gänzlich aufgeebnet. Es nimmt im Norden den 5 km breit gewordenen Thaltrichter nicht völlig ein; wir treffen hier an seiner linken Seite eine mächtige Moränenablagerung, auf welcher das Dorf Wackersberg liegt. Unter ihr streicht Flussschotter aus, der seinerseits der Tölzer Tüncher-Erde, einem feinen Kalkschlamm, aufruht. An zwei Stellen, nördlich der Bibermühle und am Eocänvorkommen von Bocksleithen, fanden wir auch Moränen in seinem Liegenden. Wir haben die letzteren 1885 einer älteren Vergletscherung zugeschrieben.[1]) Nachdem wir jedoch am Saume der Stammbecken von Rosenheim und Salzburg an entsprechender Stelle den Schottern der Laufenschwankung begegneten, ist nicht unwahrscheinlich, dass auch die Schotter von Tölz diesem Horizont, und die liegenden Moränen der Würm-Vergletscherung angehören. Bei Lenggries verschmälert sich unser Ausgangstrichter bereits auf 3 km und es springen vom rechten und linken Thalgehänge zwei Wettersteinkalkrippen in ihn hinein. Auch an den Mündungen der kleinen Seitenthäler fehlt es nicht an Kennzeichen der Übertiefung. Eine auffällige Abstufung am linken Gehänge bei der Kothalp dürfte sich dagegen auf die Verbauung einer kleinen Gehängefalte zurückführen. Sie deutet auf eine obere Gletschergrenze von etwa 1000 m Höhe in der Gegend von Lenggries. Falls sie der letzten Eiszeit angehört, würde aus ihr auf ein mittleres Gefälle der Gletscheroberfläche von nur 11 $^0/_{00}$ zu schliessen sein.

Unterhalb Tölz durchquert die Isar in nordwestlichem Laufe eine Anzahl nordöstlich gerichteter breiter Furchen, bis sie schliesslich im Wolfrathshausener Becken sich nordwärts richtet. Wir haben es, wie es scheint, mit einer Interferenz von Zweigbecken, die vom Kochelsee ausstrahlen, und dem Flusslaufe zu thun. Die Aufhellung der Ursache dieser Erscheinung muss späteren Untersuchungen überlassen werden, die mit Erfolg dann einsetzen können, wenn die bayerischen Positionsblätter der Gegend erschienen sein werden. Heute können wir nur sagen, dass sich jene Furchen bis in das Bereich des Münchener Deckenschotters erstrecken, und dass an ihren Flanken z. B. bei Peretshofen und Königsdorf auch Niederterrassenschotter vorkommen.

Auch das dem Ammerthale entströmende Eis hat sein Zungenbecken im Gebirge hinterlassen. Es ist das weite Becken von Ammergau. An seinem Nordende wird es (südlich von Altenau) von einem niedrigen, bis kaum 850 m ansteigenden Endmoränenwalle umspannt, der sich in Form von Ufermoränen am rechten Gehänge bis fast Unter-Ammergau fortsetzt. Sie gehören wahrscheinlich einem Rückzugstadium der letzten Vergletscherung vielleicht dem Bühlstadium an, das wir noch kennen lernen werden. Weiter nördlich gegen Bayersoien hin folgt dann ein höherer Endmoränenwall, der beinahe 900 m Höhe er-

1) Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leopoldina XXI. 1885. Über interglaciale Breccien in den Alpen. Verhdgn. k. k. geol. Reichsanstalt 1885. S. 363.

reicht. Auch ihn sind wir geneigt, mit dem Gletscher des Ammerthales in Beziehung zu bringen. Dagegen dürften die nördlich Bayersoien gelegenen Schotter und Moränen wenigstens teilweise von dem aus dem Loisachthale gekommenen Eise abgelagert worden sein, das nach Westen weit übergriff. Einen auffälligen Zug hat das rechte Gehänge des Ammerbeckens bei Ober-Ammergau: Während seine oberen Partien von zahlreichen Seitengräben stark zerschnitten sind, verlaufen die unteren in flacher, durch Wasserrisse kaum unterbrochener Krümmung. Es sieht aus, als sei das ganze Gehänge bis 1000 m Höhe herauf vom Eise glatt abgeschliffen worden (vergl. Positionsblatt 844 Oberammergau).

Geschichtliches.

Vornehmlich im Bereiche des Isargletschers hat Zittel die Beweise für die Vergletscherung Oberbayerns gesammelt, nachdem Stark einen grossen Teil seiner Grenzen während der letzten Vergletscherung verzeichnet hatte. Eine Unterscheidung der Jung- und Altmoränen, der „unverletzten" und „verwaschenen" Moränenlandschaft wurde dann 1882 durchgeführt (V. D. A. Karte); ferner wurde gezeigt, dass der Münchener Deckenschotter, damals als Stufe der diluvialen Nagelfluh bezeichnet, weit in das Moränengebiet hineinreiche, und zugleich wahrscheinlich gemacht, dass seine Südgrenze den Saum einer sehr alten Vergletscherung darstelle, was wir für eine Stelle (Schwarze Wand) nunmehr erweisen können. Wenn damals erwähnt wurde, dass im Münchener Deckenschotter Urgebirgsgerölle einen charakteristischen Bestandteil ausmache, der sich erst in seinen oberen Horizonten einstellt (S. 300), so ist dies darin begründet, dass es noch nicht gelungen war, im Isargebiete den Hochterrassenschotter, damals mittlerer liegender Schotter genannt, nachzuweisen (S. 312). Als er von der „Stufe der diluvialen Nagelfluh" abgegliedert werden konnte, zeigte sich, dass er die Urgebirgsgerölle führt, während der in der Regel als sein Liegendes auftretende Münchener Deckenschotter sehr arm an solchem ist. Im Anschlusse an Starks Arbeit die Grenze der Jung-Endmoränen bis zum Lech verfolgend, hat Clessin den Isargletscher als Ampergletscher bezeichnet (Der Ampergletscher. Corresp.-Blatt d. zool.-mineral. Vereins Regensburg. XXIX. 1875. S. 25); er hat diesen Namen auch später beibehalten, allerdings bemerkend, dass es besser Loisachgletscher heissen sollte (Die Moränenlandschaft auf der bayerischen Hochebene. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alp.-Ver. 1883, S. 193, bes. 200). v. Ammon hingegen beschränkte den Namen Ampergletscher auf das Gebiet des Teilbogens vom Ammersee und nannte Isargletscher die östlich davon gelegenen Eismassen (Gegend von München. S. 27 u. 35). Er folgte in letzterem dem Vorgange Gümbels, der jedoch die über den Ammersee gebreiteten Eismassen als Lechgletscher bezeichnete (Geologie von Bayern II. 1894. S. 347), indem er annahm, dass dieser sich bis hierher erstreckte, was der Richtung der Schrammen und der ganzen Anordnung der Moränen widerspricht. Wir behalten den Namen Isargletscher für die Gesamtheit aller einzelnen Bestandteile des grossen Moränengebietes bei, denn sie alle wurden vom oberen Isargebiete gespeist. Den Namen Ampergletscher aber vermeiden wir, weil das Ammersee- und Amperthalgebiet des Vorlandes nicht vom Ammerthale des Gebirges aus gespeist wurde. Die „Beiträge zur Kenntnis der tertiären und quartären Ablagerungen in Bayerisch Schwaben von den Alpen bis zum Jura und der Iller bis zum Ammersee" von Fritz Rühl (XXXII. Bericht d. Naturw. Ver. f. Schwaben u. Neuburg 1896. S. 325) enthalten Angaben über erratische Geschiebe der linken Flanke des Isargletschers, sowie namentlich über die Fauna der dortigen Kalktuffbildungen und des Löss der Iller-Lechplatte.

V. Der Iller- und der Lechgletscher.

Jung-Endmoränen und Oberflächengefälle. Eiszeitliche Schneegrenze. Altmoränen. Zungenbecken. Zungenfurchen. Ausgangstrichter und Übertiefung des Lechthales. Das Illerthal. Geschichtliches.

Jung-Endmoränen und Oberflächengefälle.

Die Gletscher des Iller- und des Lechthales haben sich auf dem Alpenvorland vereinigt und den Raum zwischen Gebirge und Südrand der Iller-Lechplatte einheitlich ausgefüllt. Im Osten hingen sie mit dem Isargletscher zusammen, hinter dessen weit vorgeschobenem Bogen sie erheblich zurückblieben. Im Westen waren sie von den Algäuer Vorbergen begrenzt und durch dieselben vom Rheingletscher getrennt, mit dem sie nur

zur Zeit ihrer grössten Ausdehnung in Berührung traten. Die Jung-Endmoränengrenze haben wir bereits früher verfolgt (S. 47), sie verläuft in einer Entfernung von 25 bis 30 km vom Gebirge und beschreibt nur kleine Ein- und Ausbiegungen. Diese liegen in den Thälern, welche die Platte durchfurchen, jene auf den dazwischen liegenden Riedeln. Die grössten Ausbiegungen erstrecken sich im Iller- und Wertachthale, welch letzteres, nördlich vom Austritt des Lechthales aus den Alpen gelegen, als dessen Fortsetzung zu gelten hat, während die vom Lech von Schongau an durchflossene Furche eigentlich zum Ammerthale gehört (vergl. Kärtchen S. 177).

Die Ausbiegung im Illerthale senkt sich längs des Rorachbaches und im Memminger Trockenthale auf 740 m Höhe herab; von hier aus steigen die Jung-Endmoränen rasch am Abfalle der Platte des älteren Deckenschotters empor; sie erreichen deren Höhe bereits unfern Schrattenbach, wo sie bis 860 m ansteigen. Ebenso ziehen sie sich auf der anderen Seite am Ostabfalle der Algäuer Vorberge aufwärts, und erlangen bereits südlich Altusried 860 m Höhe. Wir sind hier ebenso wie bei Schrattenbach der Nordgrenze der Flyschzone 6 km näher, als an der nördlichsten Ausbuchtung; es muss daher die Zunge im Illerthale ein Oberflächengefälle von mindestens 20 ‰ gehabt haben. Ein fast gleich steiles Gefälle ergiebt sich für die Zunge im Wertachthale bei Kaufbeuren. Ihre äussersten Jung-Endmoränen haben nur 700 m Höhe; kaum 6 km weiter alpenwärts treffen wir sie auf dem Hochfelde der westlichen Thalseite, 830 m hoch. Erst erheblich, nämlich 11,5 km weiter südlich, erreichen sie die Höhe des Rothwaldfeldes auf der östlichen Thalseite. Sie queren es im Krottenhiller Walde südlich Königsried; hier steigen sie über 900 m Höhe an. Da sie zugleich am Rande jenes Feldes im Gennachthale um 2 km zurückgesprungen sind, ergiebt sich auch hier ein Gefälle von mindestens 20 ‰. Können wir annehmen, dass sich der Anstieg der Eisoberfläche in gleichem Masse alpenwärts fortsetzt, so lag sie am Austritte des Lechthales aus der Flyschzone etwa 1300 m, an dem des Illerthales etwa 1400 m hoch. Ersterer Wert ist beträchtlich höher als nach den Angaben von Rothpletz[1]) und Böse[2]) erwartet werden kann. Nach ihnen liegt die Seitenmoräne mit gerundeten Geschieben des unteren Lechthales in der Gegend von Vils nirgends höher als 1000 m. Damit ist schwerlich die obere Grenze des erratischen Materials erreicht, denn 20 km weiter nördlich fand Gümbel[3]) Glacialablagerungen nahezu bis zum höchsten Punkte des 1055 m hohen Auerberges. Es dürfte daher dieser vom Eise überschritten worden sein; nach unseren Gefällswerten erreichte es hier eine Höhe von 1070 m. Auch die berechnete Gletscherhöhe am Ausgange des Illerthales können wir nicht durch eigene Beobachtungen kontrollieren. Sie steht im Einklang mit einer Angabe Gümbels[4]), wonach in der Gegend von Imberg, etwa 10 km oberhalb der Illerthalmündung, Moränen bis 1500 m Höhe vorzukommen scheinen.

Eiszeitliche Schneegrenze.

Der Zug von Jung-Endmoränen, welcher sich links der Iller an die Algäuer Vorberge lehnt, kann hier nur bis in die Gegend westlich von Kempten verfolgt werden. Bis dahin ein deutlicher Wall, welcher sich zwischen Wiggensbach, Eschachberg

1) Geolog.-paläontolog. Monographie d. Vilser Alpen. Paläontographica XXXIII. 1886. S. 1 (45).

2) Geolog. Monographie d. Hohenschwangauer Alpen. Geognost. Jahreshefte VI. 1893. S. 1 (26).

3) Geologie von Bayern 1894. II. S. 322. Vergl. auch Geognost. Beschreibung d. bayer. Alpengebirges 1861. S. 799.

4) Geologie von Bayern 1894. II. S. 117.

Eschach und Steckenried an die Berge lehnt und ihre Abflüsse hindert, der benachbarten Iller direkt zuzufliessen, die Rorach gleichsam zur Seite schiebt und die Kürnach zwingt, die ganze Erhebung zu queren, verschwindet er dann plötzlich und südlich der Strasse von Kempten nach Lindau. Von Rechtis an ist keine Spur mehr von ihm vorhanden. Dies hat A. E. Forster durch zahlreiche Begehungen festgestellt; es erhellt auch aus der Geländedarstellung der bayerischen Positionsblätter. Dieses Aussetzen einer so auffälligen Form, welche bezeichnend ist für den Saum des Schmelzgebietes der Gletscher, kann nur verstanden werden, wenn wir annehmen, dass weiter südlich die Bedingungen für die Entstehung der Endmoränen fehlten, d. h. dass der Gletschersaum dort über der Schneegrenze gelegen gewesen war. Wir haben letztere darnach hier nahe am Rande der Vergletscherung in rund 1000 m Höhe anzusetzen.

Südlich Rechtis (unfern der Strasse Kempten-Lindau) über 1000 m Höhe erreichend, konnte der Illergletscher in das obere Thalgebiet der unteren Argen eindringen, das sich in den äussersten Molasseketten verästelt. Nach den Untersuchungen von A. E. Forster reichte er im Weitnauthale bis Seltmans unterhalb Weitnau, während wir das Ende seiner Zunge im Thale des Stixer Baches bei Wilhams mutmassen. Lag die Schneegrenze, wie wir zeigen konnten, in 1000 m Höhe, so wurden beide Äste auch gespeist von Lokalgletschern des Gebietes, dessen Gipfel 1200 m häufig überschreiten. Die Spuren dieser Lokalgletscher, die sich auf nagelfluhreicher Molasse entfalteten, sind allerdings schwer nachzuweisen; doch gelang es Forster, am Nordabfalle des Hauchenberges südlich Waltrams ein kleines, aber ausgezeichnetes Kar nachzuweisen, dessen Sohle in 960 m Höhe gelegen ist und durch einen kleinen Moränenwall abgesperrt wird. Sein Hintergehänge überschreitet nur stellenweise 1200 m Höhe; der in ihm gelegene Gletscher setzt nahezu die gleiche Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze voraus, wie wir sie kennen gelernt haben, nämlich rund 1050 m.

Altmoränen.

Der Saum der Altmoränen des Iller- und Lechgletschers verläuft weniger regelmässig als sonst. Während er im Wertachthale sich weit nach Norden ausstülpt, fehlt im Illergebiete eine ähnliche Ausbiegung, dafür findet sich eine solche auf den Höhen von Ober-Günzburg im Quellgebiete der östlichen Günz. Die Altmoränen im Wertachgebiete knüpfen sich an die weite Niederung zwischen Kaufbeuren und Türkheim. Sie erfüllen das niedere Land zwischen dem älteren Deckenschotter von Kaufbeuren und dem Felde des jüngeren Deckenschotters der Gegend von Mindelheim; unfern Wörishofen reichen sie hinüber bis ans Thal des Mühlbaches; nördlich Mattsies schmiegen sie sich unmittelbar an den Abfall der jüngeren Deckenschotter. Sie sind hier durch den grossen Einschnitt der Eisenbahn Buchloe-Memmingen blossgelegt, wie von Gümbel[1]) bereits 1877 berichtete. Sie bilden ferner nördlich Türkheim die Südspitze des Riedels, der sich an der Thalgabelung zwischen Flossach und Wertach einschaltet, und bauen endlich die langgedehnten Rücken von Amberg und Beckstetten östlich der Wertach auf. Weiter treffen wir sie bei Ober-Germaringen sowie zwischen Ober-Ostendorf und Lengenfeld an der Wurzel des Augsburger Hochterrassenfeldes, sowie endlich östlich Frankenhofen und Osterzell am Rande vom Rothwaldfelde des jüngeren Deckenschotters. Aber sie queren dasselbe nicht nördlich von den Jung-Endmoränen und stossen daher nicht mit den Altmoränen des Isargletschers zusammen. Westlich vom

1) Die geognostische Untersuchung Bayerns. Festrede in d. kgl. Akad. d. Wissensch. München 1877. S. 72.

Lech ist eine 10 km breite Lücke im Altmoränensaume; trotz wiederholten Suchens konnten wir ihn hier nicht feststellen.

Sehen wir von den letzterwähnten Vorkommnissen am Saume des Rothwaldfeldes und den dürftig aufgeschlossenen auf den Höhen von Kaufbeuren (südlich Irrsee) ab, so halten sich die Altmoränen des Wertachgebietes durchweg an Höhen von weniger als 700 m, und ihre äussersten Vorposten bei Türkheim erheben sich nur auf 620 m Höhe. Sie beschränken sich auf ein breites, in den älteren und jüngeren Deckenschotter eingeschnittenes Thal. Sie treten hier allenthalben mit Hochterrassenschotter in Verknüpfung, so nicht bloss zwischen Ostendorf und Lengenfeld und in der Gegend von Wörishofen, so namentlich auch bei Mattsies, wo sie sich ein kleines Stück weit in das Flossachthal hineinstülpen. Es ist kein Zweifel, wir haben es mit Moränen der Riss-Vergletscherung zu thun, welche hier in einem breiten Thale sich 20 km weiter nordwärts erstreckte, als später die Würm-Vergletscherung.

Anders liegen die Dinge um Ober-Günzburg. Daselbst sind es die Höhen, welche die Moränen tragen. Wir fanden sie um Ebersbach östlich und bei Ronsberg nördlich unseres Ausgangspunktes. Hier sind sie bei Ober-Weiler und unfern Birkach, dort bei Hauprechts erschlossen. Wir begegneten sie bei Schmalholz, Osterberg und Günzegg, sowie namentlich am Rande des Hochfeldes westlich der Ober-Thalmühle links der westlichen Günz (Am Wege nach Warlins, Positionsblatt 760 Ronsberg). Ihr Auftreten ist überall das gleiche. Sie heben sich oberflächlich nicht hervor und sind nur dort zu erkennen, wo sie durch natürliche oder künstliche Aufschlüsse blossgelegt worden sind. Allenthalben sind sie von mächtigem Verwitterungslehm bedeckt; selten nur sieht man erratische Blöcke umherliegen. Im Gegensatze zum Wertachthale treten die hochgelegenen Altmoränen um Ober-Günzburg nirgends mit Hochterrassenschottern in Verknüpfung, wir begegnen diese tief unter ihnen im Thale der westlichen Günz. Ihr Verhältnis zu ihrem Sockel von älterem Deckenschotter fanden wir nur an einer Stelle entblösst, nämlich in der schon erwähnten Grube am Wege von der oberen Waldmühle nach Warlins: hier streicht der zu fester Nagelfluh verkittete ältere Deckenschotter am Thalgehänge aus; seine Oberfläche ist glatt abgewaschen. Darüber findet sich ein loser wenig deutlich geschichteter Schotter, dem Schlammmoräne aufsitzt. Moräne und Schotter bilden einen Komplex; der ältere Deckenschotter steht beiden fremd gegenüber, er ist älter. Unter solchen Verhältnissen können wir die hochgelegenen Moränen der Gegend von Ober-Günzburg nur der Mindel-Eiszeit zuweisen. Diese Annahme wird durch die Thatsache gestützt, dass die Felder des jüngeren Deckenschotters der Gegend an unsern Moränen entspringen; speziell die von Friesenried, Blöcktach und Eggenthal, deren Fortsetzung wir dann mindelabwärts verfolgen können, beginnen an ihnen. Unsere Annahme wird ferner zur Gewissheit erhoben durch die Verhältnisse, die wir um Ober-Günzburg begegnen.

Südlich des Marktes erhebt sich der Jung-Endmoränenzug bis nicht ganz 800 m; seine inneren Wälle bilden die Wasserscheide zwischen Günz und Leubas, an die äusseren lehnt sich ein breites Niederterrassenfeld, das sich bald bis nahezu zur Sohle des sich rasch verengernden Günzthales herabzieht. Rechts wird es dicht bei Ober-Günzburg überragt von einer höheren Terrasse, deren lose konglomerierte Schotter auf einem Miocänsockel aufsitzen. Dieselben werden bedeckt von Grundmoränen, welche sich in der Oberflächengestalt des Landes nicht als solche zu erkennen geben und erst nachgewiesen werden konnten, als sie 1897 durch Drainierungsanlagen blossgelegt

wurden. Wir haben Altmoränen vor uns, welche, bis wenig über 800 m ansteigend, unter die umgebenden sich auf 870—880 m erhebenden Höhen eingesenkt und mit einem Schotter vergesellschaftet sind, der seiner Lage nach als Hochterrassenschotter anzusehen ist. Wir erachten sie daher als Gebilde der Riss-Eiszeit. Zwischen ihnen und dem benachbarten moränenbedeckten Hochfelde findet sich eine eigentümliche Schotterablagerung, welche namentlich am Keller östlich Ober-Günzburg aufgeschlossen ist. Ihre schräge Schichtung und stellenweise sandige Ausbildung charakterisiert sie als altes Delta, das in einem Stausee am Saume der Riss-Vergletscherung entstanden sein dürfte. Viel höher erst kommt weiter gegen Norden der Ausbiss des älteren Deckenschotters, dem in 830 m Höhe bei Burg die Mindel-Moränen aufgesetzt sind. Wir haben also hier auf eine Entfernung von 3 km drei verschiedene Moränengürtel nebeneinander, die sich durch ihre verschiedene Höhenlage und Vergesellschaftung mit verschiedenen Schottern scharf voneinander trennen lassen. Auffällig an dieser Vergesellschaftung ist die Thatsache, dass die Mindel-Moränen hier mehr als 8 km über die Grenzen der Würm-Moränen hinausreichen, während wir sie sonst im Iller- und Lechgebiete nahe beieinander finden. Die Mindel-Moränen vom Brandholze südlich von Memmingen ebenso wie die am Südende des Rothwaldfeldes liegen hart am Jung-Endmoränenzuge. Dazu kommt, dass dieses Herausgreifen der Mindel-Moränen hier auf der Höhe stattfindet, und nicht in einem Thale, wie das der Riss-Moränen an der Wertach. Sollten diese Erscheinungen mit der jugendlichen Aufwölbung der Gegend von Ober-Günzburg zu thun haben? Falls hier noch zur Mindel-Eiszeit das normale Niveau herrschte, konnte sich hier ein Gletscher leicht ausdehnen, dem dann später die Aufsattelung des Gebietes andere Wege wies.

Im Illergebiete ist der Gürtel der Altmoränen schmal. Im Memminger Trockenthale fehlt er ganz; an der Iller selbst legt er sich in nur 4 km Breite auf den südlichen Ausläufer des Hitzenhofener Hochterrassenfeldes. Westlich Legau wird zentralalpines Material in ihm häufiger; er gehört hier bereits dem Rheingletscher an.

Es ist nur ein schmaler Saum älterer Schotter, der in das Jungmoränengebiet reicht. Südlich Ober-Günzburg scheint er sich früher weiter erstreckt zu haben; die Moränen der Gegend von Kraftisried bergen grosse Blöcke von löcheriger Nagelfluh. Ein isoliertes Vorkommnis älterer Schotter liegt am rechten Lechufer dicht oberhalb Schongau. Bis 790 m reicht hier an der Sulz das Tertiär, darüber breitet sich 6 m Schotter, dessen Gerölle vorwiegend der Miocännagelfluh entnommen und etwas angewittert sind; dann kommt frisches, loses Gerölle, das bis 815 m reicht und in dieser Höhe von Moränen bedeckt wird. Dieselben nehmen die Höhe des Calvarienberges ein. Unter ihnen ist das Gerölle an einer Stelle tiefgründig verwittert. Den Niveauverhältnissen nach können wir dies Vorkommen dem jüngeren Deckenschotter zuweisen. Auf der Höhe von Schwabsoien fanden wir den jüngeren Deckenschotter unter den Jungmoränen N 15° W geschrammt.

Zungenbecken.

Die Ausbiegungen der Jung-Endmoränen im Iller- und Wertachthale umspannen nur kleine Zungenbecken. Das des Wertachthales erstreckt sich südwärts bis in die Gegend von Oberdorf, wo es durch eine Rippe der oberen Meeresmolasse begrenzt wird; die Niederterrassenschotter reichen unter den Endmoränen hindurch bis zu seinem Nordrande und streichen auch bei Oberdorf an seiner Ostflanke aus. Sein Boden ist von jüngeren Schottern aufgeebnet, seine Grenzen durch einspringende Moränenwälle gelappt. Das Becken an der Iller ist etwas ausgedehnter. Seine tieferen Partien senken sich unterhalb Kempten auf 650 m herab, werden also hier von den Endmoränen auf beiden Seiten um 250 m und im Norden um beinahe 100 m überragt. In letzterer

Richtung gabelt es sich, ein Ast erstreckt sich auf Altusried, ein zweiter auf Dietmannsried; dieser richtet sich nach dem Memminger Trockenthale, jener nach dem Illerthale. In tief eingeschnittenem Thale durchbricht die Iller den nordwestlichen Teil seiner Umwallung und legt dabei unter den Moränen Miocän bloss, das sich bis 700 m Höhe, also bis 50 m über die Sohle des Beckens erhebt. In den südlichen Teil bauen sich bei Kempten zahlreiche längsgestreckte Moränenwälle hinein, welche seinen Gehängen eine ähnliche Terrassierung verleihen, wie wir sie am Ammer- und Würmsee kennen gelernt haben. Schräge geschichtete Schotter an der Schwimmschule Kempten verraten, dass sich am Boden des Beckens einst ein See erstreckt hat. Sobald wir dann die Grenze der oberen Meeresmolasse überschreiten, hört die Beckenform auf und wird durch eine Hochfläche ersetzt, in welche die Iller in einem Engthale 40—50 m tief eingeschnitten ist. Neben dem Kemptener Becken an der Iller haben wir ein solches bei Wildpoldsried an der Leubas. Ihm folgt die Eisenbahn von Kempten nach Ober-Günzburg, sein Abfluss läuft in entgegengesetzter Richtung, südwestwärts, den Alpen entgegen, bis er quer durch die Endmoränen der Gegend nördlich von Kempten hindurch einen Ausweg zur Iller findet. Das Becken reicht noch eine Strecke weiter bis in die Gegend von Bezigau, wo auch ihm die obere Meeresmolasse eine Grenze setzt. Wie im Bereiche des Isargletschers erstrecken sich in dem des Iller- und Lechgletschers die schärfer ausgeprägten Zungenbecken nur bis an die ältere Molassezone; weil jene Gletscher die Nordgrenze des älteren Molassengebietes weniger weit überschritten, als ihr östlicher Nachbar, sind ihre Zungenbecken erheblich kleiner, keines birgt einen See mehr.

Zungenfurchen.

Wenn nun auch die Beckenformen an der Grenze der älteren Molasse aussetzen, so können wir doch durch dieselbe hindurch die Bahnen unserer Gletscher deutlich verfolgen. Sie kennzeichnen sich als breite Furchen, die von grösseren Erhebungen flankiert werden. Im Westen ziehen die 1100—1250 m hohen Algäuer Vorberge der Vergletscherung überhaupt eine Grenze; zwischen Iller- und Lechgletscher schaltet sich der Kemptener Wald ein, welcher, bis über 900 m ansteigend, zwar gänzlich vom Eise begraben gewesen und von diesem mit Moränen überdeckt worden ist, aber die Hochflächen an der Iller und südlich vom Oberdorfer Becken um 150—200 m überragt. Im Grenzgebiete zwischen Lech- und Isargletscher haben wir den 1055 m hohen Auerberg, nördlich von welchem sich die Kappelhöhe [1]) am Weichberge bis 967 m erhebt, sowie rechts des Leches den 906 m hohen Schnaitberg, weiter südlich den 950 m hohen Ilberg und endlich mehr östlich den 989 m hohen Hohen Peissenberg. Diese letztgenannten Erhebungen steigen bis über 300 m über die Hauptbahnen des Lech- und Isargletschers an. So sehen wir denn in der älteren Molassenzone an Stelle unserer Zungenbecken breite Zungenfurchen.

1) Sie besteht, gleich dem nördlichen Teile der Algäuer Vorberge, aus dem groben Konglomerate der oberen Süsswassermolasse, das wir dann auf der Nordseite des Hohen Peissenberges, am Tischberge südlich Wolfratshausen und am Taubenberge unfern Holzkirchen wiederfinden. Während es von Gümbel in den Algäuer Vorbergen als obere Süsswassermolasse kartiert worden ist, ist es von ihm an den andern Vorkommnissen zum Quartär gestellt worden. Gümbel hat mutmasslich sie im Auge, wenn er von Geröllen mit Eindrücken in der diluvialen Nagelfluh spricht (Geologie von Bayern II. S. 348). Derartige Gerölle kennen wir im Deckenschotter nur auf sekundärer Lagerstätte; sie sind in jenen Miocänkonglomeraten ebenso wie geriefte Geschiebe recht häufig.

Aus dem Boden der Zungenfurche des Lechgletschers erheben sich zahlreiche einzelne rippenförmige Molasseaufragungen. An sie lehnen sich vielfach Moränen an, die nicht selten drumlinähnlich geformt sind. So ergiebt sich ein äusserst verwickeltes Bild der Geländegestaltung; es interferieren ostwestlich streichende Gesteinsrippen mit nordsüdlich gerichteten Moränenhaufen; dazwischen erstrecken sich bald kleine Seen oder Mööser, bald kleinere Schotterflächen, hier und da finden sich Ansätze von Endmoränen. Im Gebiete des Lechgletschers folgt die Entwässerung der Bewegungsrichtung des Eises; zahlreiche kleine Gerinne richten sich nordwärts, sie alle werden von der Wertach gesammelt. Wie auffällig aber auch die Rippen sein mögen, sie halten sich im allgemeinen in engen Höhengrenzen, und im grossen und ganzen haben wir flachwelliges, gegen die Alpen ansteigendes Land, dessen Oberfläche die steil aufgerichteten Molassenschichten quer abschneidet. Es liegen uns grosse, im einzelnen gerippte Rumpfflächen vor.

Ausgangstrichter und Übertiefung des Lechthales.

Erst die dicht an der Flyschzone befindlichen Molasserippen nehmen markantere Gestalten an. Ihrer zwei legen sich quer vor die Mündung des Lechthales. Die südliche erhebt sich im Senkle-Walde auf 1048 m, im Buch auf 1056 m, rund 200 m über ihre Umgebung; am Illasberge wird sie in engem Thale vom Lech durchbrochen. Südlich von ihr erstreckt sich ein weites, fast ebenes Gefilde, das Becken von Füssen. Es liegt in der Flyschzone, deren Gesteine in einzelnen Kuppen aus seiner Bodenfläche aufragen, und in dieselbe eingesenkt sind zahlreiche kleinere Seen. Die drei grösseren hat Halbfass [1]) ausgelotet. Während im Norden der Hopfen- und Bannwaldsee nur 11 m grösste Tiefe hat, erreicht der Weissensee eine solche von 25 m. Wir stehen vor einem riesigen Ausgangstrichter, der sich im Norden auf über 20 km Breite erweitert und sich mit wenig kleiner werdendem Querschnitte quer durch die ganze Flyschzone hindurchsetzt, dann aber im Kalkgebirge sich rasch verengert; bei Reutte in Tirol hat er nur noch 4 km Breite. Eine scharf ausgebildete Rippe von Wettersteinkalk zieht sich durch seinen südlichen Teil. Das Lechthal abschliessend, bildet sie die natürliche Begrenzung Tirols gegen Bayern. Der Lech durchbricht sie in enger Schlucht, in welcher er oberhalb Füssen sich im Mangfall herabstürzt. Der malerische, nach Halbfass 59 m tiefe Alpsee liegt zwischen ihr und dem im Säuling hoch anstrebenden Gebirge.

Dieser weite Ausgangstrichter trägt die Merkmale der Übertiefung. Das sehen wir namentlich deutlich an seiner rechten Seite; da liegt die Stufenmündung des Halblech, der in enger Schlucht zum Becken herabsteigt. Auf der linken Flanke haben wir ein schönes Beispiel zentripetaler Entwässerung: der Faule Bach, das Gerinne des industriereichen Dorfes Pfronten, hat seine Quellen in der Molassenzone, er durchmisst die ganze Flyschzone und ergiesst sich an deren Südgrenze in die Vils. Diese durchbricht die erwähnte Rippe von Wettersteinkalk und erreicht in südsüdöstlichem Laufe den Lech oberhalb Füssen. Auch dessen Thal ist übertieft: oberhalb Reutte haben wir links den Pass Gaicht, rechts die bekannte Ehrenberger Klause; beides sind Engen an den Stufenmündungen von Nebenthälern. Bis in die innersten Thalwurzeln ist es Regel, dass die Seitenflüsse in engen Klammen aus ihren hochgelegenen Thälern in das des Lech übertreten.

1) Tiefen- und Temperaturverhältnisse einiger Seen des Lechgebietes. Petermanns Mitt. 1895. S. 225.

Stufenmündung des Steigbachthales in das übertiefte Illerthal bei Immenstadt.
(Nach einer Photographie von Würthle & Sohn in Salzburg.)

Das Illerthal.

Am Ausgang des Illerthales ist der Nordfuss der Alpen weniger scharf als sonst ausgesprochen. Die Molassenzone gliedert sich hier dem Gebirge an, ihre südlichen Ketten tragen links der Iller bereits alpinen Charakter und ihre nördlichen steigen beiderseits des Flusses zu namhafter Höhe an. Nur eine kurze Strecke weit haben wir es oberhalb Kempten mit einer solch breiten Zungenfurche zu thun, wie wir sie im Lechgletschergebiete kennen gelernt haben. Die randlichen Erhebungen treten bald näher und näher aneinander und schon von Nieder-Sonthofen an erhalten wir den Eindruck, uns in einem breiten Thale zu befinden, dessen Sohle wiederholt von Molasserippen durchsetzt wird. Wir passieren eine solche bei Nieder-Sonthofen, eine zweite unterhalb Immenstadt bei Unter-Meiselstein. Die kleinen Seitenthälchen links münden in tief eingerissenen Tobeln, gleiches gilt von der Rottach rechts. Die Richtung aller wird durch das Schichtstreichen bestimmt, welches schräge zur Iller verläuft. Die rechten Zuflüsse münden daher unter stumpfem Winkel. Unfern Immenstadt begegnen wir dann einer in unserem Vollbilde dargestellten ausgesprochenen Stufenmündung: der Steigbach hat bis 900 m herab normales Gefälle und fliesst schliesslich ruhig in seiner Thalsohle; dann stürzt er in raschem Falle zur 130 m tiefer fliessenden Iller herab. Er konzentriert seine Wasserkräfte auf ein kurzes Stück, wo sie leicht ausgenutzt werden können. Ähnliches wiederholt sich weiter oberhalb am Aubach. Sobald wir die südlichste Molassenkette hinter uns haben und uns ganz in der Flyschzone befinden, wird das Thal breit. Sein Querschnitt misst unterhalb Sonthofen 3 km, weiter oberhalb 5 km. Während wir aber dort auf ebenem Boden stehen, ist er hier abgestuft: die eigentliche, selten 1 km breite Thalsohle ist eingeschnitten in einen durchschnittlich 100 m höher gelegenen zweiten Boden, der oberhalb Ober-Meiselstein an eine scharfe Rippe von Schrattenkalk anstösst. Sie reicht bis zur Vereinigung der Quellflüsse der Iller bei Oberstdorf. Hier mündet links die Breittach auf einer mehr als 100 m hohen Stufe, rechts die Trettach in einer nur wenig niedrigeren Terrasse; nur am mittleren Quellflusse, der Stillach, zieht sich mit rasch abnehmender Breite die obere Thalsohle noch ein kleines Stück aufwärts, um dann, stark verschmälert, an einer Thalstufe zu enden. Stufenförmig sind die Mündungen der Seitenthäler unserer Quelläste. Gehen wir von Oberstdorf an der Trettach aufwärts, so kommen wir nacheinander auf die Stufenmündungen des Falten-, des Oythaler-, des Dieters- und Traufbaches. Im Stillachthale haben wir die Stufenmündung des Warmatsgundbaches. Nur eine Thalmündung von Belang ist im Illergebiete gleichsohlig: die der Osterach bei Sonthofen. Sie ist als Wasserader der Iller nahezu ebenbürtig. Ihr Unterlauf hat gleichfalls eine verhältnismässig breite Sohle, die bis Oberdorf reicht, dann wird sie mehrfach eingeschnürt und steigt stufenförmig auf. Denken wir uns die Sohlen der stufenförmig mündenden Thäler normal verlängert, so kommen wir bei Sonthofen in ein Niveau von rund 900 m, bei Oberstdorf von 1000—1100 m; in diese Höhen würden wir auch gelangen, wenn wir uns den Anstieg der Deckenschottersohle zwischen Ulm und Memmingen weiter fortgesetzt denken.

Das Illerthal ist genau ebenso übertieft, wie die anderen grossen Gletscherthäler der nördlichen Ostalpen. Wir können aber nicht bloss seinen vorausgehenden normalen Zustand, sondern vermöge seiner kurzen Erstreckung auch die Regeln erkennen, nach welchen es umgestaltet worden ist. Es beginnt die Übertiefung im Innern des Gebirges an der Vereinigung von Quellthälern und setzt sich fort bis nahe ans Ende der Vergletscherung. Das Hauptthal ist gegenüber den ihm an hydrographischer Bedeutung

nachstehenden Seitenthälern übertieft, und diese münden stufenförmig. Thäler jedoch von gleichem Range münden gleichsohlig. Jedoch dürfen wir die stufenförmig mündenden Seitenthäler darum nicht als blosse in der Ausbildung stille stehen gebliebene Furchen ansehen. Gerade die Zuflüsse der Trettach, deren Stufenmündungen oberhalb Oberstdorf so auffällig sind, durchmessen Thäler, die von den normalen erheblich abweichen. Es sind Trogthäler mit zirkusförmigem, aber mehrfach abgestuftem Schlusse. Das bayerische Positionsblatt 895 Höfats zeigt ihre Gestaltung in vorzüglicher Weise. Eine Abweichung von den übrigen übertieften Alpenthälern macht das Illerthal nur insoferne, als es keinen stark entwickelten Ausgangstrichter mit darin gelegenem Stammbecken zeigt. Diese Abweichung hängt mit der petrographischen Beschaffenheit am Thalausgang zusammen. Derselbe liegt nicht wie die der anderen grossen Gletscherthäler in der Flyschzone, sondern in der Glacialwirkungen gegenüber weit widerstandsfähigeren Molassenzone. Hier ist das Thal weit und breit, dort enger mit stark gerippter Sohle. Doch erkennen wir auch im Molassegebiete die Ansätze zum Trichterausgang, indem sich das Thal zu einer breiten Zungenfurche entwickelt.

Geschichtliches.

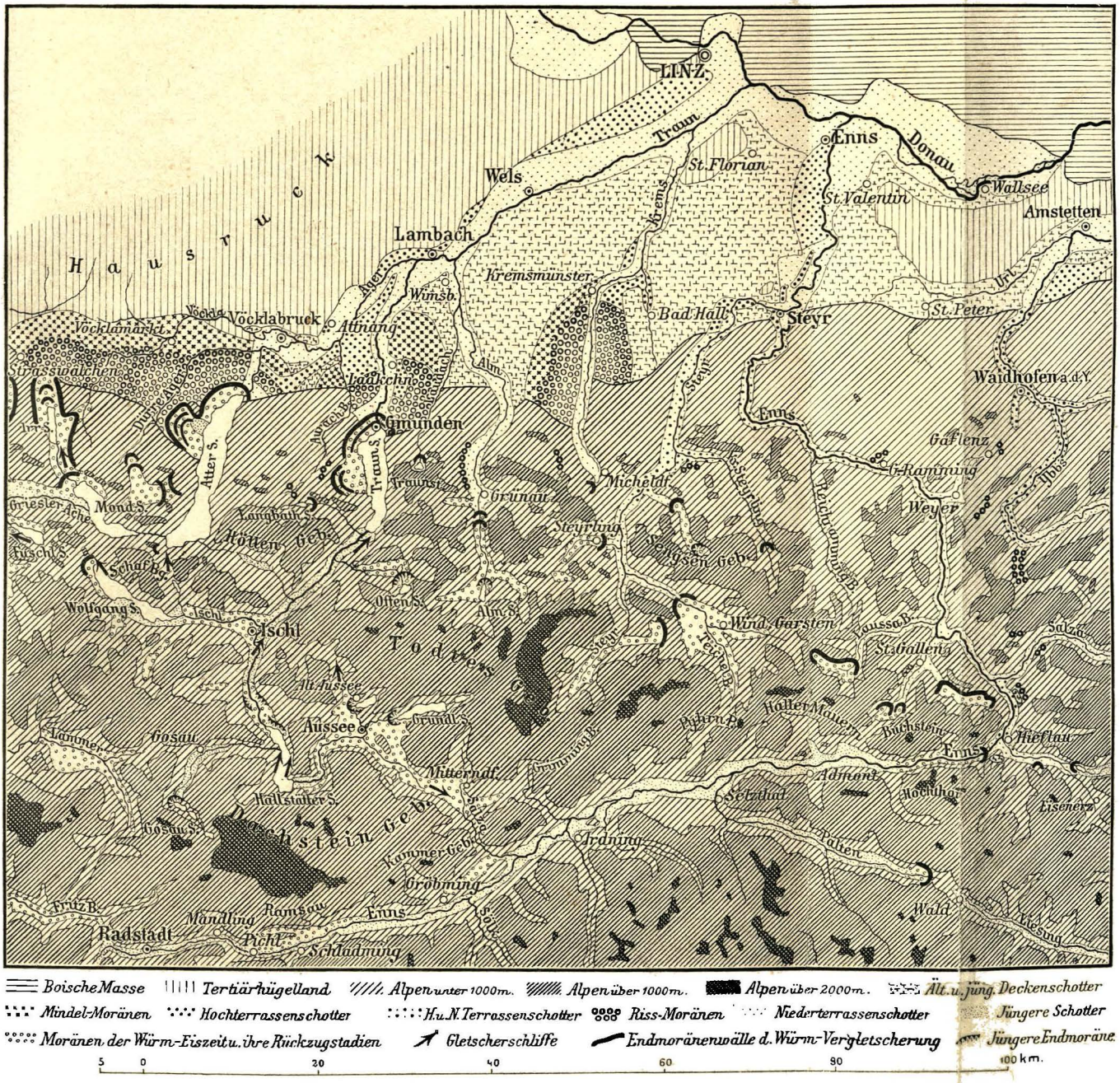
Die Grenzen des Iller- und des Lechgletschers sind 1882 im grossen und ganzen mitgeteilt worden (V. D. A. Karte). Die dort niedergelegten Anschauungen sind für das Lechgebiet von K. Winter (Der Lech. XXXII. Ber. d. naturw. Ver. für Schwaben u. Neuburg. Augsburg 1896. S. 491) angenommen worden. Eine Studie von Franz Bayberger über die Burghalde bei Kempten (Sonderabdruck o. J. u. o. O., etwa 1885) schreibt diesem Inselberg ein präglaciales Alter zu. Es wird nachzuweisen versucht, dass eine dort auftretende Nagelfluh einer älteren Vereisung angehört und von jüngeren Moränen überlagert werde. Ihre Bedeckung durch letztere wird aber lediglich aus dem Mauerwerk der alten Burg erschlossen, indem angenommen wird, dass dasselbe das an Ort und Stelle gefundene erratische Material verwende. Diese Argumentation ist nicht zwingend; unseres Erachtens liegt an der Burghalde ebendasselbe Gerölle vor, welches die Terrasse ob der Illervorstadt bildet, und das lediglich örtlich zu Nagelfluh verkittet ist. Die Entstehung des Inselberges fällt nach Ablagerung jener Schotter, also in sehr späte Zeit.

VI. Der Gletscher der österreichischen Traun.

Der inneralpine Fächer des Traungletschers. Traunthalzweig. Drei Moränengürtel. Riss-Moränen. Mindel-Moränen. Jungmoränen. Übertieftes Zungenbecken. Betrag der Übertiefung. Verhältnis des Gmundener Sees zur Thalübertiefung. Verhältnis des Gmundener Sees zur letzten Vergletscherung. Urgesteinsgeschiebe. Die Moränengürtel des Attersees. Die Mindel-Moränen. Die Riss-Moränen. Jungmoränen und Zungenbecken des Attersees. Jungmoränen des Irrseethales. Irrsee und Mondsee. Fuschlsee und Wolfgangsee. Vergleich mit den Vorlandsfächern. Zentralalpine Zuflüsse. Geschichtliches.

Der inneralpine Fächer.

Der Gletscher der österreichischen Traun erfüllte deren vielmaschiges Thalnetz und ist im wesentlichen im Gebirge stecken geblieben (vergl. die nebenstehende Karte). Flussgebiet und Gletschergebiet decken sich ziemlich genau, und wie einzelne Zuflüsse der Traun aus dem Thalnetze neben ihr das Gebirge verlassen, so sind es auch einzelne Zungen gewesen, welche der alte Gletscher bis an das Alpenvorland, aber nirgends weiter in dasselbe hinein erstreckte. Diese Zungen waren die Ausläufer einer grossen zusammenhängenden Vergletscherung, und wir können die Entwicklung ihrer Gebiete nicht verstehen, wenn wir ihren gemeinsamen Stamm nicht im Auge behalten. Er liegt im eigentlichen Salzkammergute. Hier fand G. Geyer auf dem Gipfel der Trisslwand



Boische Masse | Tertiärhügelland | Alpen unter 1000m. | Alpen über 1000m. | Alpen über 2000m. | Ält. u. jüng. Deckenschotter

Mindel-Moränen | Hochterrassenschotter | H.u.N. Terrassenschotter | Riss-Moränen | Niederterrassenschotter | Jüngere Schotter

Moränen der Würm-Eiszeit u. ihre Rückzugstadien | Gletscherschliffe | Endmoränenwälle d. Würm-Vergletscherung | Jüngere Endmoräne

5 0 20 40 60 80 100 km.

Karte des Traun-, Steyr- und Ennsgletschers samt Nachbarn. Massstab 1 : 700000.

bei Aussee Geschiebe ortsfremder krystallinischer Gesteine noch in 1750 m Höhe[1]), und nahe dem Gipfel des Sarsteins fanden wir bei der hohen Sarsteinalpe (1800 m) ein Lager von losem, vorwiegend aus lichtrotem Hornsteine bestehenden Gerölle. Darnach möchten wir die obere Gletschergrenze in der Mitte des Salzkammergutes in etwa 1800 m Höhe suchen. Bis in die Gegend von Ischl erstreckte sich ein zusammenhängender Eisstrom. Ihm boten sich zwei verschiedene Wege: nach Nordnordosten im engen Thale der Traun abwärts und nach Westnordwesten im weiten Thale der Ischl aufwärts. Das Gebiet des rechten Winkels zwischen beiden Thälern war ihm ferner über zahlreiche niedrige Pässe offen. Durch den Thalzug des Mitter- und Ausser-Weissenbach konnte er über einen Thalpass von nur 565 m Höhe das Thal des Attersees erreichen, das ihm auch durch die tiefe Einsattelung im Moos (760 m) zwischen Schafberg und Leonsberg zugänglich war. Eine tiefe Furche verbindet das Atterseethal mit dem Mondsee-Irrseethal, und auch dieses ist gegen das Ischlthal am oberen Wolfgangsee durch den niedrigen Sattel vom Winkel (608 m) ausgiebig geöffnet. Eine weitere Öffnung (769 m) verknüpft das Ischlthal mit dem des Fuschlsees, der in der Fortsetzung seiner Richtung gelegen ist, aber in der entgegengesetzten entwässert wird. Allerdings biegt sein Abfluss, die Griesler Ache, bald um und verbindet ihn mit der Parallelfurche des Thalgau, die sich zum Mondsee hinzieht. So stand denn der ganze zwischen Ischl und Traun gelegene Quadrant dem Gletscher offen, und er konnte sich hier in Gestalt eines riesigen Fächers ausbreiten, indem er die einzeln aufragenden Erhebungen, die ihn vielfach durch Zuflüsse speisten, in den einzelnen Thalstücken umfloss. In drei von ihnen, im Traunthale, im Attersee- und im Mondsee-Irrseethale, erreichte er das Vorland des Gebirges und lagerte hier mächtige Moränenmassen ab. Wir lenken diesen drei Zweigen zuerst unsere Aufmerksamkeit zu.

Traunthalzweig.

Längs des Traunthales hat sich der alte Gletscher nur ein kleines Stück weit in das nördliche Alpenvorland hinausgeschoben; sein Zungenbecken fällt grösstenteils in die Flyschzone und teilweise selbst in das Kalkgebirge. Es erstreckt sich im trichterförmig erweiterten Ausgang des Traunthales. In der oberen Partie derselben liegt der 191 m tiefe Gmundener See[2]). Er nimmt im Süden die ganze, nur 1,2 km betragende Breite des Thales ein; steil erheben sich die den Kalkalpen zugehörigen Gehänge aus seinen Fluten, und es ist schwierig gewesen, hier an seinem Westufer eine Strasse entlang zu führen. Weiter nordwärts, wo sich das Seethal zwischen den sanfter ansteigenden Flyschbergen zunächst auf über 3 km erweitert, stellen sich am Westufer des Sees mächtige Moränen ein, die dann bei Gmunden sein Nordende bogenförmig umschlingen. Sie nehmen die ganze Breite des Thaltrichters ein, die

1) Das Tote Gebirge. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 1887. S. 406 (432) Herr Dr. Geyer hatte die Freundlichkeit, mir auf eine Anfrage mitzuteilen, dass es sich hier um Erratika handelt, nicht etwa um Geschiebe von der Art der Augensteine auf dem Dachsteinstocke.

2) Wir entnehmen alle Tiefenangaben der verdienstlichen Arbeit Joh. Müllners: Die Seen des Salzkammergutes (Geogr. Abh. VI. 1. 1896), welcher die Lotungen F. Simonys sorgsam verarbeitet und in der ersten Lieferung des „Österreichischen Seenatlas" (Wien 1896) kartographisch zur Darstellung gebracht hat. Ich selbst habe in strittigen Fällen zeigen können, dass Simonys Lotungen verlässlich sind, und dass namentlich eine in Kurs geratene Zahl von 228 m für die Tiefe des Gmundener Sees unrichtig ist (Die Tiefen des Hallstätter und Gmundener Sees. Mitt. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 1898. Nr. 9 u. 10).

zwischen dem Tropberg im Westen und dem Hochkogl im Osten auf 11 km angewachsen ist. An beide Flyschberge lehnt sich ein äussersten Moränengürtel an und biegt sich 8—9 km in das Alpenvorland aus. In der Mitte des grossen Thaltrichters fliesst die Traun; neben ihr haben sich an den Seiten zwei kleinere Flüsse den Weg gebahnt, die Aurach und Laudach, die ihr erst durch die Ager und Alm tributär werden; beide möchten ihr zufliessen, werden aber durch die verschiedenen Endmoränen von ihr fern gehalten.

Drei Moränengürtel.

Während wir in den bisher betrachteten Gletschergebieten im allgemeinen nur zwei Moränengürtel trennen konnten, lassen sich nördlich vom Gmundener See in der Oberflächengestaltung des Landes deutlich deren drei unterscheiden, die jeweils 500 m Höhe erreichen (Spez.-Karte Gmunden 14. IX u. Kirchdorf 14. X). Der äusserste hebt sich in der Bodengestaltung wenig hervor, er zieht sich in kreisförmiger Krümmung zur Traun, die er unterhalb des Traunfalles erreicht; dann setzt er auf 5 km aus und beginnt westlich der Aurach am Nordfusse des Tropberges von neuem. Wir wollen ihn als den Gürtel von Hechenberg und Haffenberg bezeichnen. Der zweite Gürtel lehnt sich im Osten an den Westfuss des Flohberges und zieht sich über Gschwandt zur Traun, jenseits welcher er bei Ohlsdorf wieder auftritt und sich an den Nordfuss des Pinsdorfberges lehnt, wo er die Aurach zur Seite schiebt. Er ist der höchste der drei Gürtel; er erreicht südlich Ohlsdorf 558 m (Or.-Aufn.). Er möge als der Gürtel von Gschwandt und Ohlsdorf bezeichnet werden. Der dritte Gürtel ist der niedrigste; er steigt nur in einzelnen Punkten wenig über 500 m hoch an. Im Osten schmiegt er sich an den Abfall des Grünberges und krümmt sich von hier um das nördliche Seeufer über Gmunden bis Alt-Münster. Darnach möge er als Gürtel von Gmunden und Alt-Münster bezeichnet werden. Die Traun durchbricht ihn in ziemlich engem Einschnitt. Er allein trägt die Oberflächengestaltung der Jungmoränen, die beiden andern sind Altmoränen.

Riss-Moränen.

Dass diese drei verschiedenen Moränenringe drei verschiedene Gürtel darstellen, geht aus ihrem Verhalten zu den Schottern der Traun-Ennsplatte deutlich hervor. Wir studieren es am besten, wenn wir den Riedel aufwärts verfolgen, der sich zwischen Ager und Traun erstreckt. Wir haben ihn bereits wegen seiner Lehmbedeckung und seiner tiefgründigen Verwitterung zur Hochterrasse gestellt. Dieses Feld führt uns durch den äussersten Moränengürtel von Hechenberg und Haffenberg quer hindurch bis zu dem mittleren von Gschwandt und Ohlsdorf. Letzterer ist ihm deutlich aufgesetzt. Das sehen wir namentlich westlich von Ohlsdorf (vergl. Fig. 42). Hier strebt das Gelände über dem Felde auf einmal 30—40 m hoch an, zum Teil in Form eines scharf ausgesprochenen Walles von Moränenmaterial; weiter südlich haben wir ein flachwelliges Gelände, in welchem zahlreiche kleine, zum Teil verlassene Gruben Moränenmaterial blosslegen; mehrfach treffen wir auf Nagelfluh mit gekritzten Geschieben. Im Thale der Aurach sehen wir ferner (Fig. 43), wie der Schotter unseres Hochterrassenfeldes sich neben den Moränen des Ohlsdorfer Gürtels weit, bis beinahe Pinsdorf, thalaufwärts zieht; unter ihm kommt oberhalb der Rabenmühle Flysch zum Ausstriche. Er wird dann mehr und mehr grobkörnig und ist schliesslich von den benachbarten Moränen nicht mehr scharf zu trennen. Nach alledem bilden die Moränen westlich Ohlsdorf mit den Hochterrassenschottern der Traun eine Serie; wir müssen sie der Riss-Eiszeit zuweisen.

Mindel-Moränen.

Dass die weiter nördlich gelegenen Moränen einer älteren Serie angehören, zeigt sich zunächst links der Aurach. Hier lehnen sie sich in Gestalt eines flachen Rückens an die Nordseite des Tropberges und scheiden die Aurach vom Gebiete eines ihr bei Wankham tributär werdenden, meist wasserlosen Baches. Auf der Höhe sind sie nur äusserst dürftig aufgeschlossen und von mächtigem Lehm gänzlich verhüllt. Doch machen auch hier einzelne erratische Blöcke sicher, dass Moränen vorliegen. Unter ihnen schneidet die Aurach unweit Haffenberg (Fig. 44) eine ziemlich feste Nagelfluh an, die im Gegensatze zu den benachbarten Hochterrassenschottern nicht bis zur Thalsohle herabreicht, sodass hier Schlier zum Ausstriche kommt. Wir haben eine ältere Geröllablagerung vor uns; es ist der jüngere Deckenschotter des Riedels zwischen Aurach und Dürrer Aurach, den wir schon früher (S. 87) kennen gelernt haben. Sein Material wird nach oben zu gröber und gröber, es stellen sich stattliche Blöcke in ihm ein; im

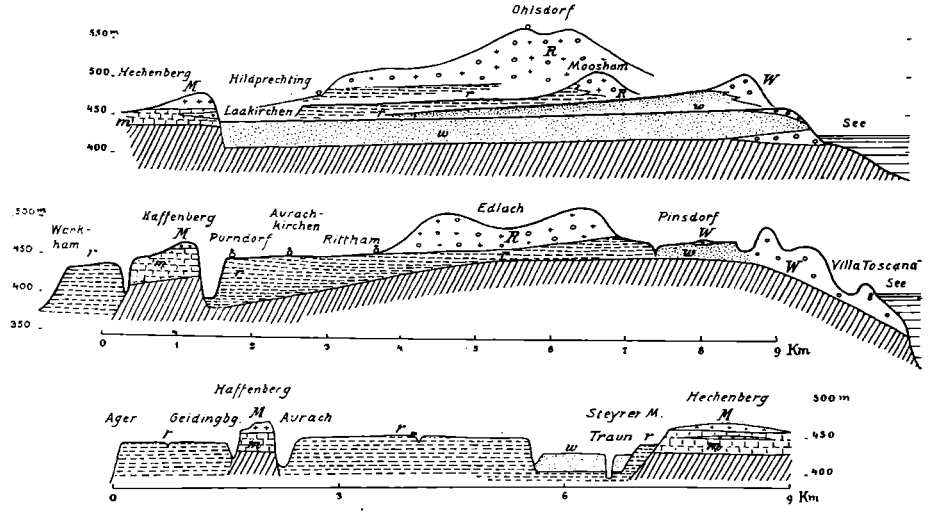


Fig. 42 u. 43. Radialprofile durch das Moränengebiet des Traungletschers vom Gmundener See längs der Traun nach Norden (Fig. 42) und längs der Aurach nach Nordnordwesten (Fig. 43). Fig. 44 (unten) Querprofil durch den äussersten Moränengürtel.
m jüngerer Deckenschotter. *M* Mindel-Moräne. *r* Hochterrassenschotter. *R* Riss-Moräne. *w* Niederterrassenschotter. *W* Würm-Moräne. Seewanne horizontal, Grundgestein schräge schraffiert.

grossen Steinbruche südöstlich Haffenberg fanden wir auch ein grosses, deutlich gekritztes Geschiebe. Wir haben hier unverkennbar eine Verknüpfung des jüngeren Deckenschotters mit den hangenden Moränen vor uns, und diese müssen demnach zur Mindel-Eiszeit gestellt werden. In diese Serie ist nun die Hochterrasse eingesenkt. Es waltet zwischen den äussersten und mittleren Moränen dasselbe Verhältnis ob, wie wir es bisher regelmässig zwischen Alt- und Jungmoränen kennen gelernt haben.

Auch rechts der Traun giebt sich zu erkennen, dass die beiden Moränenzüge von Hechenberg-Haffenberg und Gschwandt-Ohlsdorf verschiedenen Eiszeiten angehören. Wir treffen oberhalb Laakirchen wiederum auf ein Stück des Hochterrassenfeldes, das allerdings mit dem des Riedels zwischen Ager und Traun nicht unmittelbar zusammenhängt, aber gleich diesem die Niederterrasse der Traun um nahezu 20 m überragt und ebenfalls aus einer stark verwitterten, lehmbedeckten Geröllbildung besteht. Diese Fortsetzung unseres Hochterrassenfeldes liegt zwischen den Moränen des äussersten und mittleren Gürtels, die des letzteren, die Moränen von Gschwandt und

Moosham, sind ihm mit ziemlich steilem Abfalle aufgesetzt. Unter ihnen reichen seine meist lose konglomerierten Schotter bis zum Wasserlosen Bache, 2 km vom Gmundener See, dabei mehr und mehr moränenähnlich werdend. Es sind also wieder die Moränen des Gschwandt-Ohlsdorfer Zuges mit den Hochterrassen verknüpft und daher der Riss-Eiszeit zuzuweisen. Das Verhältnis des äussersten Moränenkranzes zu unserem Schotterfelde ist bei Eichberg südlich des Traunfalles klar zu erkennen. Hier stösst ein kleines Stück tiefer gelegener Hochterrasse an ihn an. Unweit davon erschliessen nördlich von Laakirchen mehrere Steinbrüche längs der Schmalspurbahn Lambach-Gmunden seine Zusammensetzung. Sie zeigen zuunterst etwa 8 m feste Kalknagelfluh, die als Werkstein gewonnen wird. Darüber breitet sich, anscheinend mit scharfer Grenze, eine dünne Moränenbank (0,5 m), dann folgt abermals Nagelfluh, und zuoberst kommt wieder Moräne, welche gleich der unteren betonartig verkittet ist. Der ganze Komplex von Moränen und Geröll liegt zwischen 440 und 455 m Höhe, also wenig unter der Höhe des äussersten Moränenkranzes westlich von Stötten (Hechenberg 468 m, Or.-Aufn.). Die Höhe selbst ist wiederum tiefgründig mit Lehm bedeckt. Es sitzen also auch hier die Moränen des äusseren Kranzes auf einem Schottersockel auf und sind mit dessen Material verknüpft. Dieser Sockel gehört in das Niveau der jüngeren Decke, die wir weiter nördlich bei Wimsbach früher kennen gelernt haben; wir haben es daher auch hier mit einer Serie der Mindel-Eiszeit zu thun.

Das Gebiet zwischen Laakirchen, Kirchham und Wimsbach konnten wir nicht untersuchen; es dacht sich von unserm äussersten Moränenzuge nordwärts zu dem Felde der jüngeren Decke ab, das wir bei Wimsbach ausschieden. Mutmasslich sind hier Moränen weiter verbreitet; wir haben grosse erratische Blöcke bei Wimsbach und Asang gefunden. Östlich von Laakirchen scheint sich auf die Moränen des äussersten Kranzes der Wall einer späteren Eiszeit zu legen. Derselbe schmiegt sich an den Westfuss des Hochkogel, drängt die Laudach zur Seite und endet am trigonometrischen Punkte 506 m (Frauenberg, Or.-Aufn.). Westlich von diesem Punkte fanden wir bei den nördlichsten Häusern von Laakirchen frischen Schotter über einer tiefgründig verwitterten, mit Nagelfluh verknüpften Moräne, östlich von ihm zwischen den Höfen Frauenberg und Bacham frische Moräne über gänzlich verwitterter. Wir stellen jenen Wall zur Riss-Eiszeit und bringen diese Anschauung, die sich durch Verfolgung der Hochterrassen an der Laudach näher erweisen lassen dürfte, auf unserem Kärtchen S. 204 zum Ausdrucke.

Der Lauf der Traun bietet keine Aufschlüsse, die für unsere Frage in Betracht kämen. Er ist fast durchweg in die Niederterrassen eingeschnitten. Lediglich östlich von Ohlsdorf schneidet er Moränen an, die der Lage nach dem Gschwandt-Ohlsdorfer Gürtel angehören. Sie bilden eine bedeutende Plaicke (Rutschung); darunter erheben sich Nummulitenschichten 40—50 m über die Traun, also bis 450—460 m Meereshöhe. Unbedeutende, lose verkittete Schotterlagen schalten sich hier zwischen beide Ablagerungen, während wir sonst allenthalben unter den Moränen des Gschwandt-Ohlsdorfer Zuges mächtige, gewöhnlich lose konglomerierte Geröllager finden. Solche treten auch wenig weiter nördlich zwischen Ruhsam und der Bruckmühle (gegenüber Brückl) auf. Hiernach sitzen die Moränen östlich von Ohlsdorf einer isolierten Erhebung älteren Gesteines auf. Die Hochterrassenschotter oberhalb der Bruckmühle zeichnen sich durch besonders reichliche Führung von Zentralgesteinen aus. Da wir auch in den Nummulitenschichten kleine, auffällig glänzende Rollsteine von solchen fanden, so drängt sich die Frage auf, ob sich nicht ihre lokale Anreicherung in unserm Schotter auf die Zerstörung von Nummulitenschichten zurückführt. Als Liegendes des Schotters fanden wir unmittelbar an der Traun grauen festen Mergel mit Schalenresten, 30° NNW fallend.

Jungmoränen.

Wie sich die Hochterrassenschotter zwischen dem äussersten und mittleren Moränengürtel bedeutend ausbreiten, so nehmen die Niederterrassenschotter zwischen dem mittleren und inneren Gürtel eine stattliche Oberflächenentfaltung. Im Durchbruche durch die Gschwandt-Ohlsdorfer Moränen nur 1,2 km breit, entsendet ihr Feld Ausläufer nach Osten und Westen bis an die Thalgehänge und umklammert die Endmoränen von Gmunden und Altmünster. Letztere ordnen sich in zwei Reihen. Die äussere beginnt am Kalvarienberge von Altmünster, bildet den langgedehnten Endmoränenrücken, an dessen Fusse der Bahnhof Gmunden liegt, und endet rechts der Traun

im Tastlberge (495 m Or.-Aufn.). Vor dieser Reihe haben wir ein isoliertes Moränenvorkommnis am Bauernhügel unweit Pinsdorf. Der inneren Reihe gehören die Hügel der Umrahmung von Gmunden an: der Kogl (504 m d. Spez.-Karte) und der Kalvarienberg. Die beiden letzteren Erhebungen bestehen grösserenteils aus mächtigen, unregelmässig geschichteten Schottermassen, denen am Kogl nur eine unbedeutende Moränenkappe aufgesetzt ist; unter ihnen hat die Traun an ihrem linken Ufer dicht unterhalb der Stadt Grundmoränen angeschnitten. Es sind nach dem Anschein die letzten Ausläufer der Niederterrassen, die hier gegen den See hin 60—70 m hoch über dessen Spiegel ausstreichen, aber das Auftreten von einzelnen gekritzten Geschieben drückt der Ablagerung bereits den Charakter einer Schottermoräne auf. Sie hat die Züge ihrer Oberflächengestaltung weniger durch die anhäufende Thätigkeit des Eises, als durch die erodierende der alten Gletscherbäche erhalten. Zahlreiche, zum Teil stellenweise sackthalähnlich beginnende Furchen zerschneiden die Schotterfläche in einzelne Rücken und Kuppen. Einige von ihnen öffnen sich beiderseits des Kogl gegen den See und lassen sich dann als Erosionsterrassen in der Niederterrasse weithin verfolgen. Sie entstanden, als sich der Gletscher bereits hinter die zweite Moränenreihe zurückgezogen hatte. Die Moränenlandschaft, deren Oberflächengestaltung bereits Boué[1]) recht anschaulich geschildert hat, ist eingeschachtelt in den höheren Kranz der Riss-Moränen; zur Zeit ihrer Entstehung muss also südlich derselben tieferes Land vorhanden gewesen sein, über das sie geschüttet werden konnte. Eine solche Vertiefung haben wir bisher oberhalb eines jeden Moränengürtels angetroffen; es sind die Würm-Endmoränen von Gmunden in das Zungenbecken der Riss-Vergletscherung hineingebaut.

An die Endmoränen des Kogl, die nach G. A. Koch (Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Gmunden. 1898. Sonderabdruck aus Krackowitzer, Geschichte der Stadt Gmunden I. S. 31—55) einen Kern von Flysch haben, scheinen sich noch weitere zu legen, die der See überdeckt. Simony bemerkte (Über die Tiefenverhältnisse und die Beckengestaltung der Seen des Traungebietes. Der Tourist XIV. 1882. Nr. 5 u. 6), dass sich die hügelige Gestaltung der angrenzenden Ufergelände noch weit hinein in den See fortsetzt. Die nach seinen Lotungen entworfene Tiefenkarte von J. Müllner (Atlas der österreichischen Alpenseen. I. Lieferung Wien 1895. Taf. I. II) zeigt zwischen Altmünster und Gmunden einen Wall, der das Nordwestufer begleitet und in der Insel Ort über den Wasserspiegel aufragt. Weiter südlich springt ein sublakustrer Rücken vom Westufer südlich vom Hollereck unweit Buchschachen fast bis in die Seemitte vor. Nach der vorliegenden Tiefendarstellung ist er eher eine Felsrippe als eine Moräne, doch sind die Lotungen nicht zahlreich genug, um seine Natur klar erkennen zu lassen.

Von dem Gletscher, der den Gmundener See erfüllte, reichte eine Zunge auch nach Westen in eine Thalung hinein, die vom See nach dem Aurachthale führt. Sie wird auf der Seeseite bei Vichtau durch einen Moränenbogen begrenzt, der sich westwärts krümmt und bis 600 m Höhe, also rund 100 m höher als die Endmoränen von Gmunden erhebt. Letztere liegen 9 km nordwärts, unser Wall 5 km seitwärts von der Einengung des Sees bei Traunkirchen, welche der Gletscher zu passieren hatte, um zu ihnen zu gelangen. Darnach ergiebt sich sein Oberflächengefälle zu 25 ‰.

An unsern Wall lehnt sich ein kleines Schotterfeld, das sich zur Aurach zieht. Längs dieses Flusses wird es unweit Neukirchen bei Feichtach von einer Nagelfluhbildung überragt, die ziemlich reichlich Gerölle von Zentralgesteinen sowie auch ge-

1) Notice sur les bords du lac de Traunsee en Haute Autriche. Mém. géol. et paléont. I. 1832. p. 213.

kritzte Geschiebe enthält. Wir haben hier die Schottermoräne einer früheren Vergletscherung vor uns, die 2,5 km weiter westwärts reichte, als die der Würm-Eiszeit. Sie staute das obere Aurachthal auf. Davon zeugen hier Terrassen einer feinkörnigen Nagelfluh, die mit steinigem Lehm bedeckt ist. Diese Aufschüttung reicht bis Herbstau, bis zu den Wällen, die hier das Thal queren und mutmasslich die Endmoränen eines alten, vom Höllengebirge kommenden Thalgletschers darstellen. Unterhalb der Schottermoräne von Neukirch-Feichtach ist das Aurachthal eng; würde mansie und die Moränenvon Vichtau wegnehmen, so würde die Aurach unsere Thalung benutzen und dem Gmundener See tributär werden. Sie ist durch die Vergletscherung des Seethales aus ihrem Thale verdrängt worden. Da sie auch weiter nördlich an den Grenzen der Riss-Vergletscherung entlang fliesst, so erachten wir die Moränen von Feichtach auch als deren Werk.

Ähnliches wiederholt sich auf der Ostseite des Sees unfern Gmunden. Hier besteht die Wasserscheide zwischen dem Wasserlosen Bache und der Laudach auf der Einsattelung zwischen Flohberg und Hochgeschirr aus Moränen, welche nach ihrer Lage und Höhe (643 m Or.-Aufn.) als eine Fortsetzung des äussersten Moränenwalles der Riss-Eiszeit erscheinen. Sie überragen die Laudach nur um 50 m und hindern sie, nach Gmunden zu fliessen. Auch weiter nordwärts bestimmen die Riss-Moränen den Lauf dieses Flusses, der sich weithin genau an ihrem Saume hält. Es drängen am Nordende des Zungenbeckens von Gmunden die älteren Moränen die Zuflüsse der Traun zur Seite und verbauen deren Thäler.

Näher bei Gmunden fanden wir auf den äussersten Ausläufern des Grünberges einzelne erratische Geschiebe bis rund 650 m; sie liegen hoch über dem Endmoränengürtel der Würm-Eiszeit, dürften daher einer der älteren Vergletscherungen angehören. Weiter südlich stiessen wir zwischen Hochgeschirr und Traunstein in 900 m Höhe auf einige undeutlich gekritzte Kalkgeschiebe. In der Nähe liegen die mächtigen Schuttablagerungen der Reissenden Schütt, welche von E. v. Mojsisovics und Schloenbach (Das Verhalten der Flyschzone am Nordrande der Alpen zwischen Traun und Laudachsee bei Gmunden. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1868. S. 22) als Eiszeitbildung gedeutet worden sind. Ihre hohe Lage lässt mutmassen, dass es Ablagerungen eines alten, an den Traunstein gelagerten Lokalgletschers sind.

Übertieftes Zungenbecken.

Oberhalb der Laudach- und Aurach-Absperrung sind uns bisher im Gmundener Seethale keine Ufermoränen bekannt geworden. Es treten überhaupt die Moränen zurück. Das Grundgestein kommt an den Flanken nackt zu Tage, und zwar mit Formen, die auf eine grosse, hier stattgefundene Erosion schliessen lassen. Widerstandsfähige Gesteine sind aus ihrer Umgebung scharf herauspräpariert, laufen als scharfe Rippen an den Gehängen herab und springen weit in den See hinaus, so am linken Ufer die Ausläufer des Sonnsteinspitz und der Felssporn von Traunkirchen. Die kurzen Seitenthäler der rechten Thalseite, des Karbaches und Lainaubaches münden 100—150 m hoch über dem See; in Wasserfällen oder tief ausgedrechselten Klammen stürzen ihre Gerinne zu ihm herab. Nur Fusspfade können ihnen folgen; die Fahrstrasse des Lainauthales bricht oben ab. Lotungen lehren, dass die steilen Abfälle der Stufenmündungen sich noch unter dem Seegrunde fortsetzen; nirgends finden sich Anzeichen sublakustrer, ertrunkener Rinnen. Selbst der bei Ebensee herabkommende Langbath-Bach fliesst noch 0,7 km vom See 40 m hoch über dessen Spiegel: Es hört südlich von den Gmundener Endmoränen die normale Thalentwicklung auf. Die Gleichsohligkeit der Thalmündungen, die in den Flyschbergen nördlich Gmunden so vorzüglich entgegentritt, setzt aus, nicht mehr stehen die einzelnen Glieder

des Thalsystemes in bestimmter Korrelation; es ist die Vertiefung der Seitenthäler hinter der des Hauptthales zurückgeblieben, und zwar um so mehr, je kleiner sie sind. Das Seethal ist zu breit und zu tief geworden, es ist übertieft.

Betrag der Übertiefung.

Wie gross die Veränderungen sind, die hier von statten gegangen sind, ermöglichen uns die Gefällsverhältnisse der kleinen Seitenbäche des Sees roh zu schätzen. Ihre Mündungen hängen 100—150 m über dem See; denken wir uns ihre breiten Furchen nach der Seemitte unter Beachtung ihrer Gefällsverhältnisse verlängert, so sind wir in der Seemitte immer noch rund 500 m hoch, und in dies Niveau kommen wir auch, wenn wir uns die alte Aurach als Seezufluss rekonstruieren (vergl. Fig. 45). Eine in rund 500 m Höhe gelegene breite Thalsohle ist es, in welcher die abgeschnittenen Gefällskurven unserer Flüsse asymptotisch zusammenlaufen, während es ganz unmöglich ist, sie ohne starke Knickungen in den Seeboden münden zu lassen. Dieser liegt in rund 230 m Meereshöhe, also 270 m unter dem rekonstruierten Thalniveau. Letzteres aber fällt in die ideale Fortsetzung der Sohle des älteren Deckenschotters im Alpenvorlande. Die zurückgebliebenen Thalstücke zu beiden Seiten des Gmundener Sees

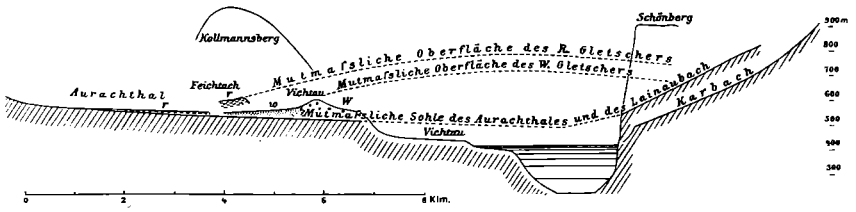


Fig. 45. Das übertiefte Thal des Gmundener Sees mit den Stufenmündungen des Lainau- und Karbaches und dem abgesperrten Aurachthale.

erscheinen uns als Glieder jener präglacialen Landoberfläche, die uns früher eingehend beschäftigt hat, und wir müssen die Summe der hier während des Eiszeitalters stattgefundenen Thalvertiefung auf 270 m veranschlagen.

Diese grosse Leistung verteilt sich auf die vier verschiedenen Eiszeiten und die drei Interglacialzeiten, die wir kennen gelernt haben. Zum guten Teile ist sie schon vor der Würm-Vergletscherung vollendet gewesen, denn deren Moränen liegen be- Gmunden tief unter dem Niveau der alten präglacialen Landoberfläche in einem Becken, das den Charakter der Übertiefung trägt. Der Grabberg und der Gmundener Berg, an den sie sich westlich Gmunden schmiegen, fallen zu ihnen mit viel grösserer Steilheit ab- als nach den anderen Seiten, und namentlich, als es Flyschberge sonst thun. Ihre Abfälle bilden eine grosse Konkave, welche der des rechten Seeufers zwischen Spitzlstein und Traunstein schräge gegenüber liegt; beide Konkaven zusammen erscheinen wie zwei Prallstellen einer riesigen, das ganze Seethal bis hoch hinauf erfüllenden Strömung, und eine solche können wir in den beiden älteren Vergletscherungen der Riss- und Mindel-Eiszeit nachweisen.

Verhältnis des Gmundener Sees zur Thalübertiefung.

Die Wanne des Gmundener Sees stellt nur einen kleinen Teil der gesamten Thalübertiefung dar. Liegt doch sein Spiegel nur rund 80 m unter der mutmasslichen präglacialen Landoberfläche, und ist er doch gewiss auch aufgestaut durch die jüngsten Endmoränen und Niederterrassen an seinem Nordufer. Wir erwähnten schon, dass die

Traun sie im allgemeinen nicht durchschnitten hat. Nur stellenweise schneidet sie älteres Gestein an. G. A. Koch berichtet von einem Flyschriffe, das sie bei Theresienthal durchsetzt. Weiter unterhalb legt sie die Nummulitenschichten von Oberweiss und Ohlsdorf, sowie ein Stückchen Schlier bloss, und diesen erschliesst sie dann wieder eine kurze Strecke weit unterhalb des Traunfalles, welcher selbst sich an eine festere Bank der fluvioglacialen Formationen knüpft. Jene Vorkommnisse älterer Gesteine im Traunbette sind nicht zusammenhängend genug, um daraufhin ein bestimmtes Niveau ihrer Oberfläche festzulegen. Sie können auch einzelne Erhebungen darstellen, die zufällig vom Flusse angeschnitten wurden, und es kann die Sohle des verschütteten Traunthales vielleicht noch um 20—30 m tiefer liegen, sodass der See um diesen Betrag durch glaciale und fluvioglaciale Ablagerungen gestaut wäre. Höher aber kann die stauende Aufschüttung nach unsern Erfahrungen schwerlich sein, und mindestens 160 m tief, mit einer Fläche von 19 qkm und einem Volumen von 1,5 cbkm ist der See eingesenkt in die älteren Gesteine. Das ist die Felswanne.

Verhältnis des Gmundener Sees zur letzten Vergletscherung.

Vergleichen wir diese Dimensionen mit denen der letzten Vergletscherung. Wenn sie bei Gmunden bis 500 m Meereshöhe, am abgesperrten Aurachthale bis 600 m Meereshöhe reichte, so wird sie über der Seemitte mindestens bis 700 m angeschwollen gewesen sein. Darnach ergiebt sich ihre Mächtigkeit über dem Seegrunde zu 470 m. Es verhält sich sohin die Tiefe der Felswanne zur Gletschermächtigkeit über dem Seegrunde rund wie 1 : 3. Dieses Verhältnis wird stetig dadurch verkleinert, dass der Seeboden zugeschüttet wird. Wieviel dies seit Schluss der Würm-Eiszeit beträgt, entzieht sich unserer Kenntnis. Sollten es 30 m sein, so würde das Verhältnis ursprünglich etwa gleich 2 : 5 gewesen sein.

Es ist bereits E. v. Mojsisovics und Schloenbach aufgefallen, dass der Gmundener See in einer Störungslinie des Gebirgsbaues liegt: die Schichten am rechten Ufer sind gegenüber denen des linken nach Norden verschoben. G. A. Koch hat diese Störungslinie mit der Bildung des Sees in Beziehung gebracht und ausgesprochen, dass dieser einem grossen Querbruche seine Entstehung verdanke. Joh. Müllner hat jedoch darauf aufmerksam gemacht, dass man bei der Breite des Seethales aus der Verschiedenheit im geologischen Baue beider Ufer nicht unbedingt auf eine Verschiebung schliessen müsse; dieselbe könne sich auch auf eine Biegung im Schichtstreichen zurückführen, wie sie in den Alpen häufig vorkommt (Kritische Bemerkungen zur Erforschung der Alpenseen. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. 1899. S. 62). Jedenfalls haben wir es mit einem Phänomene zu thun, das weit älter als der See ist. Es hängt zusammen mit der Aufrichtung der Schichten, in welche das Seethal eingeschnitten ist. Diese erfolgte grösstenteils in der älteren Tertiärperiode nach Ablagerung der Nummulitenschichten und tönte sich während der jüngeren Tertiärperiode aus, deren Schichten am Saume der Flyschzone nur noch sehr wenig gestört sind. Die Übertiefung des Traunthales aber, die zur Bildung des Traunsees führte, fällt in die Quartärperiode.

Urgesteinsgeschiebe.

In den Moränen der drei Gürtel nördlich Gmunden finden sich Urgesteinsgeschiebe. Sie vergewissern uns, dass der Traungletscher während aller drei Vergletscherungen von den Zentralalpen Zuflüsse erhalten hat. Dieselben können durch die tiefe Öffnung des Traunthales gegen das Ennsgebiet aus dem letzteren gekommen sein. Allerdings sind jene Geschiebe nicht allenthalben häufig, aber sie fehlen nirgends. In den Würm- und Mindel-Moränen sind sie seltener als in den Riss-Moränen, sie finden sich ferner im Nieder- und Hochterrassen-, sowie im jüngeren Deckenschotter; wieder sind sie hier in den Ablagerungen der Riss-Eiszeit am häufigsten. Auffällig sind Gerölle löcheriger Nagelfluh in den jüngsten Moränen. Sie lehren, dass dieselben teilweise auf Kosten älterer Glacialbildungen entstanden sind. Vorherrschend ist in allen Moränen das Material der Kalk- und Flyschalpen; das Verhältnis von Kalk und Flysch ist ein

sehr wechselndes: an den Seiten der drei Gürtel ist der Flysch häufiger, als in deren Mitte; die Moränen und Schotter des äussersten Gürtels bei Stötten bestehen nahezu ausschliesslich aus Kalk.

Dass nicht alle Urgebirgsgeschiebe um Gmunden direkt aus den Zentralalpen hergeleitet werden müssen, erwähnten wir bereits, als wir auf die Nummulitenschichten von Ohlsdorf als mögliche Quelle für die krystallinischen Geschiebe des benachbarten Hochterrassenschotters hinwiesen. Ferner haben wir krystallinische Gerölle in älteren Ablagerungen am Laudachsee gefunden, deren auch v. Mojsisovics und Schloenbach gedenken; wir sahen zahlreiche Schiefergerölle in den Gosaukonglomeraten der Gosau; es ist weiter bekannt, dass auf dem Dachsteingebirge hier und da Gerölle krystalliner Gesteine, die sogenannten Augensteine, vorkommen. Endlich hat G. A. Koch erwähnt, dass auch im Flysch von Gmunden exotische Blöcke auftreten könnten; allerdings vermag er sich dabei nur auf die Aussagen von Bauern zu berufen. In der That weichen einzelne grössere Blöcke in den Endmoränen von Gmunden in ihrer petrographischen Beschaffenheit von den zentralalpinen Gesteinen soweit ab, dass wir es nicht für ausgeschlossen halten, sie möchten exotisches Material aus dem Flysch sein. Dies gilt namentlich von einem sehr grossen Block von rötlichem Granitgneiss, der in einer Schottergrube rechts der Traun unterhalb Gmunden gefunden worden ist. Gerade ihn möchte allerdings Koch aus den Tauern herleiten. Ein Geschiebe eines ähnlichen Gesteines fand ich auch in der Kiesgrube an der Strasse 0,5 km südöstlich vom Bahnhofe Gmunden. C. v. John bestimmte ferner ein in der Traunterrasse bei Gmunden gefundenes Geschiebe als Wehrlit und hob hervor, dass Gesteine von ähnlichem Habitus in den Alpen nicht bekannt seien (Über Eruptivgesteine aus dem Salzkammergute. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt IL. 1899. S. 247). Gleichwohl möchten wir nicht mit v. John für höchst wahrscheinlich halten, dass das Gestein zur Eiszeit aus dem Gebiete des böhmischen Massivs, wo sich solche Gesteine vorfinden, nach Gmunden gebracht worden sei, sondern vielmehr annehmen, dass es exotischen Ursprungs sei.

Die Moränengürtel des Attersees.

Die beiden Zweige des Traungletschers, welche westlich Gmunden im Atter- und im Mondsee-Irrseethale den Fuss der Alpen erreichten, haben mächtige Moränenablagerungen hinterlassen, welche sich ebenso wie die des Gmundener Sees in drei Gürtel gliedern. Dies zeigt sich am deutlichsten nordöstlich des Attersees, wenn wir den rechten Winkel abschneiden, den die Ager unfern Vöcklabruck macht und längs unseres Aufrisses 6 Taf. I von Attnang direkt an den Attersee gehen.

Wir betreten gegenüber Attnang die uns aus unserem Profile Fig. 13 S. 86 bereits bekannte Hochterrasse, welche weiter abwärts den Riedel zwischen Ager und Traun bildet, und folgen ihr längs der Dürren Aurach aufwärts (Spez.-Karte Gmunden 14. IX). Sie ist mehrfach in grossen Steinbrüchen bis zur Thalsohle herab aufgeschlossen und besteht durchweg aus meist gut verfestigter, oberflächlich stark verwitterter Nagelfluh. Oberhalb Jezing, in der Gegend von Reibersdorf, 5 km nordöstlich vom Attersee, erreichen wir die zugehörigen Riss-Moränen, die sich im Trattberg-Walde an den Abfall des Alpenberges (967 m) lehnen. Unterwegs sind wir aber bereits in das Moränengebiet eingetreten. Nördlich von uns erstreckt sich ein Stück des äussersten Moränengürtels, welcher über den Kallenberg (Or.-Aufn.) bis nach Ober-Egg im Agerknie unfern Vöcklabruck reicht. Er lehnt sich an den jüngeren Deckenschotter, den unser Profil S. 86 im Regauwalde angiebt. Es greift also auch hier ebenso wie nördlich Gmunden die Hochterrasse quer durch den äussersten Moränengürtel hindurch und entwickelt sich erst an einem mittleren Moränengürtel, während die Moränen des äussersten Gürtels auf die jüngere Decke gelagert sind und diese ersetzen. Deswegen weisen wir sie der Mindel-Eiszeit zu.

Haben wir die Riss-Moränen von Reibersdorf überschritten, so stehen wir auf einer breiten Niederterrassenfläche, die sich an die Endmoränen von Schörfling lehnt, welch

letztere das Nordufer des Attersees umsäumen. Die Frische ihrer Form macht zweifellos, dass wir Jungmoränen vor uns haben. Der Einschnitt der Ager dicht unterhalb des Sees zeigt sie überdies in engster Verknüpfung mit den Niederterrassenschottern und beide zeichnen sich dicht am See durch das Auftreten von Geschieben löcheriger Nagelfluh aus. Wie im Bereiche des Gmundener Sees muss auch in dem des Attersees eine beträchtliche Zerstörung von älteren Eiszeitbildungen stattgefunden haben. Die Niederterrassenschotter unterscheiden sich durch ihre lose Beschaffenheit von den gewöhnlich konglomerierten Hochterrassenschottern. Sie ziehen sich an der Ager abwärts; zwischen Haidach und Unter-Achmann setzen sie quer durch die Riss-Moränen, unter denen wir allenthalben Nagelfluhausstriche antreffen. Dann stellen sich neben den Niederterrassen die Hochterrassen ein; beide werden am Knie der Ager oberhalb Vöcklabruck von den Mindel-Moränen von Oberegg hoch überragt, unter denen, ebenso wie unter dem jüngeren Deckenschotter, das subalpine Miocän hoch ansteigt. Unfern Timelkam treffen wir es das erstemal im Bette der Ager in 450 m Meereshöhe, also 15 m unter dem Spiegel des Attersees. Wo Hoch- und Niederterrassen nahe aneinander stossen, finden wir in letzteren regelmässig grössere Nagelfluhschollen, die aus den zämentierten Partien der ersteren herrühren.

Die Mindel-Moränen.

Der weitere Verlauf unserer drei Moränengürtel ist noch nicht in allen Einzelheiten festgestellt. Die äussersten Moränen begleiten die Vöckla, die die Ager im mehrfach genannten Knie erreicht, an ihrem rechten Ufer aufwärts bis Redl (Spez.-Karte Ried 13. IX). Hier tritt die Vöckla von Süden kommend aus ihnen heraus. Ihr 100 m tiefer Einschnitt geht bis tief in den Schlier hinein, der an ihren Gehängen 50 m hoch ansteigt. Darüber breitet sich in 525—555 m Höhe eine grobe, verkittete Geröllbildung, die sich durch gekritzte Blöcke als verfestigte Schottermoräne kennzeichnet. Sie fällt in das Niveau des jüngeren Deckenschotters vom Regauwalde, welcher bis hierher mit einem Gefälle von 4—5 ‰ ansteigen würde. Weiter westwärts schmiegen sich die äussersten Moränen eine Strecke weit unmittelbar an den Abfall des Kobernauser Waldes. Bei Pfaffing und Ausserreit nördlich von Vöcklamarkt, bei Bergham und Forstern nördlich von Frankenmarkt wird ihr mergeliges Material in zahlreichen Gruben als Düngemittel für die benachbarten kalkarmen Gebiete des Kobernauser Waldes gewonnen. Im Gebiete der Mattig werden sie sodann durch den Schwemmbach von denselben wieder getrennt. Sie bilden die Höhe des Krenwaldes (Spez.-Karte Mattighofen 13. VIII). Hier sind sie einer festen Nagelfluh aufgesetzt, welche, zwischen 540 und 570 m Höhe gelegen, die benachbarten Hochterrassen an der Mattig (520 m) beträchtlich überragt und daher einer älteren Geröllbildung angehört. Sie fällt in das Niveau der jüngeren Decke des Siedelberges am linken Mattigufer. So sehen wir denn zwischen Ager und Mattig die äussersten Moränen wiederholt an die Ausläufer des jüngeren Deckenschotters herantreten, welche unter ihnen sodann aufhören. Deswegen erachten wir sie als deren glaciale Äquivalente und rechnen sie zur Mindel-Eiszeit.

Die Riss-Moränen.

Südlich von diesen äussersten Moränen mit ihrem hohen Schottersockel begegnen wir wiederholt erheblich tiefer gelegenen Schottern. Die Vorkommnisse an der Ager haben wir schon kennen gelernt. Weitere finden sich um Frankenmarkt. Oberhalb der Stelle, wo die Vöckla bei Redl die äussersten Moränen quert, liegen sie tiefer als die Nagelfluh an der Basis der letzteren, nämlich nur in 500—530 m Höhe. Am Mösenberge sind ihnen Moränen aufgesetzt. Ob und wie sie mit den Hochterrassen-

schottern an der Ager unterhalb des Attersees zusammenhängen, bleibt noch festzustellen. An der Vöckla scheinen sie sich nicht abwärts zu erstrecken. Möglicherweise ziehen sie sich in der nur 540 m hohen Furche östlich von Vöcklamarkt zur Dürren Ager herüber. Endlich erstrecken sich die Hochterrassen des Mattiggebietes bis südlich der äussersten Endmoränen von Krenwald und nehmen um Strasswalchen (Spez.-Karte Salzburg 14. VIII) den Charakter von Schottermoränen an. Hiernach möchten wir die Nordgrenze der Riss-Moränen von der Ager an, wo wir sie bei Haidach und Unter-Achmann begegneten, an der Dürren Aurach aufwärts in der Richtung auf Vöcklamarkt, dann über Frankenmarkt auf Strasswalchen ziehen.

Es scheint jedoch, als ob das Eis nicht zusammenhängend bis zu dieser Linie gereicht habe, und dass um Frankenmarkt sich zwischen die Zungen des Attersee- und Irrsee-Gletschers ein eisfreier Raum eingeschaltet habe, in welchem sich die Schotterflächen des Haidewaldes und die hochgelegenen Schotter von Raspoldsedt befinden.

Jungmoränen und Zungenbecken des Attersees.

Die Jung-Endmoränen heben sich auch in unserm Gebiete, zwischen Ager und Mattig, morphologisch deutlich hervor. Von Schörfling an, wo sie sich an den Abfall des Häfelberges schmiegen (Spez.-Karte Gmunden 14. IX), umschlingen sie das Nordende des Attersees und ziehen sich in weitem Bogen über Kemating zum Buchberge am Westufer des Sees. Am Nordabfalle dieses Inselberges erheben sie sich bereits auf 640 m; zwischen ihm und den zusammenhängenden Erhebungen auf der Westseite des Sees stülpen sie sich weit nach Nordwesten bis an die Dürre Ager hin aus. Treffen wir bei Schörfling nur auf einen Moränenwall von 520 m Höhe, so zählen wir in dieser Bucht deren sechs, und einzelne ihrer Kuppen erheben sich auf 600 m Höhe. Auf der Südseite der Ausbiegung aber steigen sie bis 680 m an. Da der angrenzende See sich bis unter 340 m Meereshöhe herabsenkt, so haben wir uns über dem nördlichen Attersee einen mindestens 340 m mächtigen Gletscher zu denken. Weiter südlich scheinen die Moränen die Wasserscheide zwischen Dexelbach und Wangauer Ach zu bilden; wenigstens verzeichnet die Originalaufnahme hier moränenartig verlaufende Wälle, die, auf 760 m ansteigend, den benachbarten Seegrund um 450 m überragen. Endlich treffen wir südlich vom See, rund 20 km von seinem Nordende, auf der Ostseite des Schafberges im Bereiche der Eisenauer Almen deutliche Ufermoränen in beinahe 1000 m Meereshöhe. Hiernach ergiebt sich ein mittleres Oberflächengefälle des Atterseegletschers von 25 ‰, und es dürfte die Eismächtigkeit im südlichen, 171 m tiefen Seebecken 560 m überschritten haben. So war es denn ein sehr stattlicher Gletscher, der den Attersee erfüllte. Die Wannentiefe ist durchschnittlich rund ein Drittel seiner Dicke.

Der Attersee ist gleich dem Gmundener See ein inneralpines Zungenbecken; er ragt nirgends über die Flyschzone heraus; während aber sein östlicher Nachbar sich noch in das Kalkgebirge hinein erstreckt, reicht er im Süden gerade an dessen steile Abstürze heran. Sie erstrecken sich hier auf seiner Ostseite — genau ebenso wie am Gmundener See — im Höllengebirge etwas weiter nach Norden, als auf seinem Westufer. Am Abfalle des Kalkgebirges haben die meisten Seitenthälchen deutliche Stufenmündungen, nur das Ausser-Weissenbachthal mündet gleichsohlig; Burggraben und Klausbach winden sich in engen Klammen zu ihm herab; ihre Thalboden brechen in fast 200 m Höhe, über seinem Spiegel ab. Auch die Flyschthälchen münden nicht gleichsohlig; alle ihre Gerinne haben im Unterlaufe eine Strecke relativ stärkeren Gefälles, als im Mittellaufe, doch treten bei der Weichheit der Bergformen die Stufenmündungen

weniger auffällig entgegen. Unverkennbar ist ferner der Abfall einiger Flyschberge gegen den See hin steiler als sonst. Die Spez.-Karte (14. IX) bringt dies namentlich bei Seeleithen, Nussdorf und am Abfalle des Gaberges nördlich Weyeregg zum Ausdrucke. Auch erweitert sich das Seethal nach Norden trichterförmig. Inmitten des stattlichen Mündungstrichters erhebt sich der Inselberg des Buchberges wie ein Pfeiler, an dem sich die Zunge der letzten Vergletscherung und mutmasslich auch die der Riss-Eiszeit spaltete.

Auch der Attersee hat zwischen Dexelbach und Alexenau eine Untiefe. Sie wurde von F. Simony entdeckt (Die Seen des Salzkammergutes. Sitzber. math. naturw. Klasse d. k. Akademie d. Wissensch. Wien. IV. 1850. S. 542) und als ein Hügel beschrieben, der sich aus dem Seegrunde von 150 m Tiefe auf 60 m Tiefe erhebt. Nach Müllners Darstellung im österreichischen Seenatlas (I. Lieferung. Tafel VI u. VII) ist sie in der Längsaxe des Sees gestreckt; doch stehen die Lotungsprofile zu weit voneinander ab (1 km), um die Bodengestalt festlegen und ihre Zusammensetzung mutmassen zu können. Bemerkenswert ist jedoch, dass die Untiefe ihrer Lage nach ziemlich mit dem Riegel korrespondiert, der südlich vom Hollereck in den Gmundener See hineinspringt. Wir mutmassen in beiden Fällen sublakustre Rippen.

Jungmoränen des Irrseethales.

Der Jung-Endmoränenzug des Irrseethales ist gänzlich von dem des Atterseethales getrennt. Haben wir, von Strasswalchen kommend, das Gebiet der Riss-Schottermoränen durchmessen, so kommen wir gerade am Rande der Flyschzone auf eine Schotterfläche, welche durchaus den Charakter eines Niederterrassenfeldes trägt. Sie geht dort, wo die Eisenbahn das Thal quert, allmählich in Moränen über. Ein deutlicher Stirnmoränenwall fehlt hier, wohl aber stellt sich eine unverkennbare Moränenlandschaft mit einzelnen unregelmässigen Haufen ein. Sie wird beiderseits von sehr scharf ausgeprägten Ufermoränen flankiert. Im Westen ziehen sie sich vom Fusse des Irrsberges bis an die Flanken des Hasenkopfes hinauf, wo wir sie noch in 740 m Höhe deutlich wahrnehmen können; im Osten buchten sie sich in 680 m Höhe bei Zell am Moos in das obere Vöcklathal hinein und treten auch in 800 m Höhe südlich vom Lackenberge an die Vöcklaquellen heran. Hiernach können wir auf ein Oberflächengefälle auch dieses Gletscherzweiges von rund 25 ‰ schliessen. Es reichte das Eis bereits in der Mitte des Irrsees 190 m über dessen Spiegel, 220 m über dessen heutigen Boden.

Die Anordnung der Moränen nördlich vom Irrsee zeigt uns, dass innerhalb des Gebirges der eigentliche Stirnmoränenwall fehlen kann, während die seitlichen Ufermoränen sehr deutlich entwickelt sind. Da diese in der Richtung der Gletscherzunge gestreckt sind, so haben wir hier vornehmlich Längswälle vor uns, welche ebenso wie Drumlin verlaufen. Eine blosse Betrachtung der Formen würde uns hier nicht zur Annahme eines ehemaligen Gletscherendes führen, wenn es sich nicht durch mächtige Moränenablagerungen mit vorgelagertem Schotterfelde kennzeichnen würde. Dieser Typus inneralpiner Moränenentwicklung wiederholt sich häufig namentlich bei den Endmoränen einzelner Rückzugsstadien der letzten grossen Vergletscherung im Gebirge; bei ihnen hat der Umstand, dass an Stelle der erwarteten Querwälle Längswälle auftreten, bisher die Deutung erschwert.

Irrsee und Mondsee.

Die Moränenablagerung nördlich des Irrsees spielt die Rolle eines Wasserteilers. Wird sie zwar von einer sichtlich vom Wasser ausgestalteten Thalung durchsetzt, die sich nur 9—10 m über den Spiegel des Irrsees erhebt, so fliesst dieser doch nach

Süden zum Mondsee hin ab. Wir haben also wieder im Gletschergebiete das auffällige Phänomen einer alpeneinwärts gerichteten Entwässerung vor uns. Es wird in erster Linie durch neuere Moränenanhäufung bedingt; denn bereits bei Strasswalchen, 7 km vom Irrsee, liegt die von Niederterrassenschottern hoch aufgeschüttete Sohle des Mattigthales im Niveau von dessen Boden. Denken wir uns Moränen und Schotter weggenommen, so fliesst der See nach Norden ab und verschwindet vielleicht gänzlich. Wenn aber eine solch unbedeutende eiszeitliche Aufschüttung genügen konnte, um eine ganz aussergewöhnliche Richtung des Abflusses zu verursachen, so war dies nur möglich infolge des Umstandes, dass wir südlich vom Irrsee tieferes Gelände finden. 5 km von ihm erstreckt sich in nur 479 m Meereshöhe der 68 m tiefe Mondsee. Es scheinen nach den Beobachtungen einer flüchtigen Wanderung und nach Brückners Karte des Salzachgletschers Moränen zu sein, die sich zwischen beide Seen schalten. Ist der Irrsee wahrscheinlich nichts anderes als eine von Moränen aufgedämmte Thalstrecke, so spielt der Mondsee die Rolle des in festes Gestein eingesenkten Zungenbeckens. Er liegt dort, wo das Eis des grossen alten Traungletschers sich teilte, um einen Arm im Thale des Irrsees nach Norden zum Alpenvorlande und einen zweiten in die breite Furche des Thalgaues an der Griesler Ache längs der Grenze von Kalk- und Flyschzone nach Westen zu entsenden. Er findet seinen Ausfluss in keiner von den beiden Richtungen, nach welchen das Eis hin floss, sondern in der, von welcher es mutmasslich teilweise kam, nämlich zwischen Flysch- und Kalkzone zum Attersee. Es sind hier zwei Zungenbecken im Innern des Gebirges ausgiebig gegeneinander geöffnet, und zwar längs einer durch den Gebirgsbau vorgezeichneten Linie.

Zwischen das Mondsee-Irrsee- und das Atterseethal schaltet sich das der Dürren Ager ein. Seine oberste Strecke ist ihm entfremdet und wird als Waugauer Thal zentripetal zum Mondsee entwässert. Die Geländedarstellung der Originalaufnahme (Bl. Gmunden 14. IX.) lässt keinen Zweifel darüber, dass die Wasserscheide zwischen beiden Thälern bei Grossenschwand den Jung-Endmoränen angehört, welche also auch hier eine alpeneinwärts gerichtete Entwässerung zur Folge haben. Weiter lässt jene Karte mutmassen, dass auch zwischen Wangauer Thal und Mondsee Moränen vorkommen; möglicherweise entsprechen sie den Moränen zwischen Mondsee und Zeller See und bilden mit diesen einen inneren Zug im Gürtel der Würm-Endmoränen.

Fuschlsee und Wolfgangsee.

Neben dem vom Mondsee ausgehenden, an der Griesler Ache aufwärts reichenden Zweige hat der Traungletscher noch einen zweiten nach Westen entsendet, nämlich in der Richtung des Ischlthales über den Fuschlsee hinaus, an dessen Ufern das Eis nach Brückner (S. 44) noch bis beinahe 900 m reichte. Beide nach Westen gerichtete Arme stiessen, einander berührend, mit dem von Westen kommenden Salzachgletscher zusammen. Das Grenzgebiet ist durch die ausserordentlich mächtigen Moränenablagerungen bezeichnet, welche Brückner (S. 39) näher beschrieben hat und deren wir schon gedachten (S. 75). Sie dürften es sein, welche das Thal des 67 m tiefen Fuschlsees absperren und diesen aufstauen. Sein Abfluss schneidet wenigstens nach Brückners Karte nirgends das feste Gestein an. Es ist die Griesler Ache, die ihm in der Richtung nach Westen entströmt, dann aber nach Osten umbiegt, um den Mondsee zu erreichen. Sie bleibt durchweg innerhalb der jüngsten Moränen des alten Traungletschers; auch hier bilden die Jung-Endmoränen, wie am Irrsee, die Wasserscheide zwischen Salzach und Traun.

Der Fuschlsee wird vom Ischlthale durch einen felsigen Riegel getrennt und auf diesen legen sich unweit St. Gilgen neuerlich Endmoränen. Sie umrahmen das Westende des Wolfgangsees, der sich in der obersten Partie des Ischlthales erstreckt. Man hat hier, wie es scheint, ein ähnliches Verhältnis vor sich, wie zwischen Irrsee und

Mondsee; es tritt in der nicht unbeträchtlichen Entfernung von 9 – 12 km von der Grenze der Jung-Endmoränen noch ein Moränenzug auf; staut der Hauptzug der Jung-Endmoränen den Irrsee und Fuschlsee auf, so umrahmt der innere Zug das Gebiet des eigentlichen Zungenbeckens, des Mondsee dort und des Wolfgangsees hier. Ganz im Bereiche der Kalkalpen gelegen, trägt das Thal des letzteren alle Merkmale der Übertiefung. Seine Zuflüsse haben Stufenmündungen, so vor allem der vom Schafberg kommende Dittelbach und der gegenüber mündende Zinkenbach; beide führen in tiefen Klammen zu ihm herab und an beiden hebt sich eine Stufenfläche in 650—680 m Höhe hervor, während sich der Seeboden bis unter 380 m Meereshöhe erstreckt, also rund 300 m tiefer liegt. Der See wird gleichfalls alpeneinwärts entwässert: in ostsüdöstlicher Richtung fliesst die Ischl zur Traun. Wir werden später sehen, dass er hier durch Moränen des Rückzuges der grossen Vergletscherung um 40—50 m gestaut wird. Aber seine grösste Tiefe (114 m) geht erheblich darüber hinaus; er ist der Hauptsache nach Felswanne.

Vergleich mit den Vorlandsfächern.

Wir überblicken nunmehr alle die einzelnen Zweige des grossen, inneralpinen Traungletscherfächers. Allenthalben treffen wir an seiner Peripherie Jung-Endmoränen und diese sind vom Fuschlsee bis zum Irrsee zugleich, ganz ebenso wie auf dem Alpenvorlande, Wasserteiler. Die an sie anschliessenden Ufermoränen verraten uns an den äussersten Ausläufern einen Anstieg der Gletscheroberfläche von 25 $^0/_{00}$. Denken wir uns ihn alpeneinwärts fortgesetzt, so kommen wir in der Gegend von Ischl in ein Niveau von über 1250 m, und um Aussee von 1700—1800 m, was mit den eingangs erwähnten Beobachtungen Geyers in Einklang steht. Alle Thalungen, in welchen das Eis nach seiner Peripherie hin strömte, sind übertieft, jede birgt mindestens einen See. Einige dieser übertieften Thäler werden alpeneinwärts entwässert. Wir haben es mit ebensolchen zentripetalen Flussläufen zu thun, wie in den grossen Zungenbecken auf dem Vorlande der Alpen, und wie dort die Flüsse vielfach der Ausstrittstelle des Gletschers aus dem Gebirge zufliessen, so richten sich die Ischl und das System der Mondsee-Gewässer nach dem Scheitel unseres grossen Gletscherfächers hin. Die Bodengestaltung trägt die charakteristischen Züge der grossen, subalpinen Zungenbecken, in denen wir ein Stammbecken und verschiedene Zweigbecken unterscheiden konnten. Die einzelnen Seen unseres Gebietes sind mit den Zweigbecken des Alpenvorlandes zu vergleichen; das Stammbecken ist die Gegend von Ischl. Diese Anordnung wird durch die zahlreichen Einzelerhebungen, welche im Bereiche des grossen Fächers bis über die Eisoberfläche aufragten, nicht wesentlich gestört. Lediglich sind die Furchen, in denen sich das Eis zwischen den Bergen bewegte, stärker vertieft worden als sonst: die fingerförmig gelagerten Zweigbecken des Traungebietes sind tiefer als die des Alpenvorlandes.

Zentralalpine Zuflüsse.

Wo wir auch Ablagerungen dieses grossen Gletscherfächers treffen, zeichnen sie sich durch die Führung von Geschieben zentralalpinen Ursprungs aus. Wie an den Ufern des Gmundener Sees finden wir sie an denen des Atter- und Irrsees, ihr Auftreten am Fuschlsee ist bereits von Brückner festgestellt. Grösstenteils dürften sie vom Ennsgebiete kommen und durch die grossen Öffnungen des Traunthales herein gewandert sein. Die östlichen Ausläufer des Dachsteinstockes sind hier, wie ich einer freundlichen Mitteilung Dr. G. Geyers entnehme, überstreut mit zentralalpinem Materiale. Geyer fand mehrere kopfgrosse, gerundete Gneissblöcke bei der Stallalpe südöstlich vom Hirzberge etwa 1650 m hoch, er begegnete solchen auf dem Sattel (1600 m)

östlich und bei den Viehberghütten (1400 m) westlich des Miesbodensees, also im Norden des über Gröbming sich erhebenden Kammerspitz (2141 m); er fand Schotter mit zentralalpinem Material an der Vereinigung des Klausgrabens mit dem Rasselgraben westlich vom Engpasse „Durch den Stein". Hiernach dürfen wir annehmen, dass der ganze, zwischen Dachsteinstock und Grimming gelegene, nur wenig über 1700 m Höhe erreichende und überdies von der Salza im genannten Engpasse durchbrochene Rücken vom Ennsgletscher in einer Breite von 13 km überflossen worden ist; letzterer konnte ausgiebig teils direkt, teils durch das Becken von Mitterndorf in das Traungebiet eindringen. Stoderzinken und Kammerspitz dürften sich aus diesem grossen Eisüberfalle inselförmig erhoben haben. Bemerkenswerth ist jedoch, dass die Oberfläche desselben nach den vorliegenden Beobachtungen tiefer angesetzt werden muss, als die des Eises zum Ausee, die wir zu 1700—1800 m bestimmten.

Dagegen hat der Traungletscher südlich vom Wolfgangsee keine Zuflüsse vom Salzachgletscher erhalten. Hier erreichen die Sättel zwischen Gamsfeld (2024 m) und Hochzinken (1762 m) nicht 1200 m Höhe, bleiben also unter dem Eisniveau, das wir für die Gegend von Ischl mutmassen. Wir fanden auf ihnen nirgends zentralalpines Material und überhaupt nur dürftige Moränenspuren, die sich an der Postalm bis 1300 m erheben.

Das zentralalpine Material ist in den Jungmoränen und Niederterrassenschottern des Traungebietes durchweg spärlicher, als in den Moränen und Schottern der früheren Vergletscherungen. Es muss während derselben der zentralalpine Zufluss wesentlich stärker gewesen sein, als später. Das darf in Anbetracht der grösseren Ausdehnung, welche dieselben erlangten, erwartet werden.

Geschichtliches.

Der alte Traungletscher ist das Studiengebiet F. Simonys. Nachdem er bereits 1846 in der Wiener Zeitung „Über die Spuren der vorgeschichtlichen Eiszeit im Salzkammergute" berichtet hatte (abgedruckt in Haidingers Berichten I. 1847. S. 215), wobei er die erratischen Blöcke, Moränen und Gletscherschliffe des Dachsteingebirges würdigte, erkannte er 1851, dass sich das erratische Phänomen bis an den Rand der Alpen erstrecke (Bericht über die Arbeiten von Sektion V. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt I. 1850. 4. Heft. S. 651. Über die Verbreitung des erratischen Diluviums im Salzkammergute. Ebenda II. 1851. 1. Heft. S. 164). Für die Darstellung der Glacialablagerungen am Fusse des Gebirges auf geologischen Karten wurde aber die Ansicht Lipolds massgebend, der sie zum Neogen rechnete (Tertiäre und quaternäre Gebirgsbildungen in Oberösterreich und Salzburg. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt III. 1852. Heft 4. S. 147). Als solches sind sie auch auf v. Hauers geologischer Übersichtskarte Bl. VI verzeichnet. Simony selbst hat diesen peripherischen Ablagerungen weniger Beachtung geschenkt, als den mehr zentral in der näheren Umgebung des Dachsteingebietes und auf demselben befindlichen. Noch 1875 liess er offen, ob der Atter- oder Gmundener See mit Eis ausgefüllt oder mit schwimmenden Gletschertrümmern dicht bedeckt gewesen seien (Die Eiszeit der Diluvialperiode. Schr. d. Ver. z. Verbreit. naturw. Kenntnisse. Wien XV. 1875. S. 475). Inzwischen hatte E. v. Mojsisovics „Bemerkungen über den alten Gletscher des Traunthales" veröffentlicht (Jahrb. k.k. geol. Reichsanstalt. XVIII. 1868. S. 303), in welchen er einen kurzen Abriss über die Entwicklung des Traungletschers gab, die Endmoränen von Gmunden als solche erkannte und bereits in ältere und jüngere trennte, also den Grund für die heutige Auffassung legend. Ferner hatte Desor bemerkt, dass zwischen Lambach und Salzburg alte Moränen vorkommen (Le paysage morainique 1875. S. 16). Die westlichen Ausläufer unseres Gebietes sind von Brückner (Vergletscherung des Salzachgebietes) 1886 mit untersucht und in Bezug auf ihre Glacialbildungen zur Darstellung gebracht worden.

Dass der Ennsgletscher in das Traungebiet eindringen konnte, zeigte A. Böhm (Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XXXV. 1885. S. 429 bez. 458), nachdem bereits v. Mojsisovics ausgesprochen hatte, dass der Ennsgletscher über die niedrigen Pässe der nördlichen Kalkalpen sich ergossen habe (Die Dolomitriffe von Südtirol und Venetien.

1879. S. 136). Böhm dachte sich dieses Eindringen auf die Thalfurchen beschränkt, indem er die Eismächtigkeit im Ennsthale zu nur 700 m annahm, während sie nach Geyers Beobachtungen 1000 m jedenfalls überschritt. Eine Arbeit von T. G. Bonney (Lakes of the North-eastern Alps and their bearing on the Glacier-erosion theory. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XXIV. 1873. S. 382) sucht darzuthun, dass die Seen des Salzkammergutes, die wir als Stamm- und Zweigbecken kennen gelernt haben, gänzlich ausser Beziehung zur Vergletscherung stehen. Die Spuren derselben sind Bonney, der die genannte, 1873 vorliegende Literatur unbenützt gelassen hat, gänzlich entgangen; er hält Gletscherverzweigungen, die durch Gletscherschliffe und Moränen sicher gestellt sind, wie z. B. Ischl-Fuschlsee, Ischl-Schwarzensee-Attersee auf Grund einer flüchtigen Bereisung für unmöglich; er deutet die Moränen bei Gmunden als „Drift", sofern er sie nicht nach der Hauer'schen Karte für Tertiär nimmt, und gelangt auf Grund der letzteren irrigen Kartierung zur Annahme, dass prätertiäre Thäler vorlägen.

VII. Der Steyr- und Ennsgletscher.

Moränengebiet des Steyrgletschers an der Krems. Mindel- und Riss-Moränen. Grosser Abstand der Jung-Endmoräne. Verwischtheit der Altmoränen im Gebirge. Geschichtliches. Unvergletscherte Mündung des Ennsthales. Drei Schotterterrassen im Gebirge. Riss-Moränen 30 km vom Thalausgang. Thalgabelung von Kastenreith. Niederterrasse oberhalb der Riss-Endmoränen. Höhere Terrassen bei Landl. Höhere Terrassen bei Hieflau. Älterer Deckenschotter im Gebirge. Jung-Endmoränen. Zungenbecken. Fehlen eiszeitlicher Krustenbewegungen. Thalvertiefung seit Beginn des Eiszeitalters. Geschichtliches.

Moränengebiet des Steyrgletschers an der Krems.

Die Traun-Ennsplatte wird in ihrer Mittellinie überragt von einer schmalen Zunge höheren Landes, die im Süden am Alpenrande 70—80 m, im Norden bei Kremsmünster, wo sie endet, 50 m über die benachbarten Hochflächen ansteigt. In diese Bodenschwelle ist die Krems eingeschnitten, welche um Kremsmünster in ziemlich engem Thale, weiter südlich dagegen in einem weiten Becken fliesst. Der Boden desselben ist versumpft, an seinen Flanken ziehen sich zahlreiche Gerinne herab — alles Eigentümlichkeiten, denen wir sonst auf der Platte nicht begegnen. Dies landschaftlich und auf den Karten gleich auffällige Gebiet bezeichnet die Zunge des östlichsten Gletschers, der die Alpen verliess, und der sich viel weiter als seine westlichen nächsten Nachbarn in das Vorland erstreckte. Sein Ende lag bei Kremsmünster 11 km vom Nordrande der Flyschzone entfernt in 500 m Meereshöhe. Vgl. Karte S. 204.

Das Flussgebiet der Krems, in welchem wir dies Zungengebiet antreffen, ist zu klein, um einen entsprechenden Gletscher speisen zu können. Es greift gerade durch die Flyschzone hindurch bis an den Saum der Kalkalpen. Hier aber ist es in grosser Breite fast bis zu seiner Sohle herab gegen das Steyrthal geöffnet, welches in nordnordwestlicher Richtung aus dem Herzen der Kalkalpen kommt, an der Öffnung gegen das Kremsthal aber umbiegt, um sich nordnordöstlich nach der Enns zu ziehen. Hiernach müssen wir unser Zungengebiet einem alten Steyrgletscher zuschreiben. Damit steht die petrographische Beschaffenheit seiner Moränen in Einklang. Sind zwar in ihnen auch Flyschgesteine nicht selten, so waltet das Kalkmaterial doch entschieden vor. Dazu gesellen sich allenthalben mehr oder weniger zahlreiche Urgebirgsgerölle, welche davon zeugen, dass unser Gletscher Zuflüsse aus den Zentralalpen erhielt. Sie konnten über den nur 945 m hohen Pass am Pyhrn vom Ennsthale herübergelangen.

Mindel- und Riss-Moränen.

Über den Aufbau des Zungengebietes dieses alten Steyrgletschers orientiert uns am besten die Gegend von Kremsmünster (Spez.-Karte Wels 13. X). Hier haben wir schon früher typischen Hochterrassenschotter kennen gelernt. Er wird bei Kremsmünster (vergl. Profil 46) von Moränen überragt, die den dortigen Nagelfluhbildungen aufsitzen.

Sie sind also älter als er; erst südlich Kremsmünster wird er von Moränen ersetzt, die zu ihm gehören. Wir haben es sohin bei Kremsmünster mit eben denselben Verhältnissen zu thun, wie nördlich vom Traunsee und vom Attersee: es dringt das Hochterrassenfeld in das Moränengebiet ein und scheidet in demselben einen äussersten, älteren Gürtel von dem der Riss-Moränen. Hier wie da stellen wir jenen äussersten Gürtel zur Mindel-Eiszeit. Darin bestärkt uns sein Verhalten zur liegenden Nagelfluhbildung; seine Moränen bilden mit der grauen Nagelfluh, die wir als jüngeren Deckenschotter ansprachen, sichtlich einen Komplex und ersetzen sie; unmittelbar beim Stifte Kremsmünster ist sie nur 1,5 m, weiter nordöstlich schon 5 m mächtig.

Grosser Abstand der Jung-Endmoräne.

Während nun aber in den Zungengebieten des Traun- und Atterseethales sich an den Gürtel der Riss-Moränen alsbald der der Würm-Moränen anschliesst, ist es im Kremsgebiete anders. Wir treffen oberhalb der Riss-Moränen das schon erwähnte breite, teilweise versumpfte Thalbecken. Seine Moränengürtel lehnen sich im Westen unter Magdalenberg in 570 m Höhe, im Osten bei Nussberg in 530 m Höhe an die Flysch-

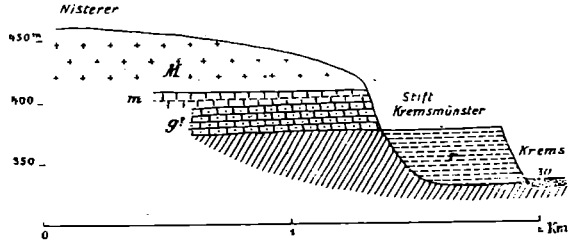


Fig. 46. Profil des linken Kremsthalgehänges beim Stift Kremsmünster.
g? älterer, *m* jüngerer Deckenschotter. *r* Hochterrassenschotter. *M* Mindel-Moräne.
w Niederterrassenschotter der Thalsohle. Tertiär schraffiert.

berge an, und diese begrenzen einen mehr als 7 km breiten Ausgangstrichter, der sich bei Kirchdorf rasch auf 2,5 km verengt. Hier begegnen wir einem ersten Anzeichen der Würm-Eiszeit in Gestalt der Niederterrassenfläche, die sich bis gegen Micheldorf hin erstreckt (Spez.-Karte Kirchdorf 14. XI). Verfolgen wir sie längs der Krems aufwärts, so treffen wir oberhalb Micheldorf zunächst beim Pfostenschmid (oder Pfuste) in ihnen gekritzte Geschiebe, und dann weiter aufwärts unweit des Badhauses auf Moränen. Es sind die Spuren eines kleinen, höchstens 3 km langen Gletschers, der von der Kremsmauer (1599 m) sich bis etwa 500 m Höhe herabsenkte, aber das breite Thal von Micheldorf und dessen Öffnung gegen das Steyrthal nicht mehr erfüllte. Durchschreiten wir diese Öffnung, so kommen wir an der Steyr abermals auf Niederterrassen. Sie lassen sich an unserm Flusse von der Umgebung der Stadt Steyr an, wo wir sie näher kennen lernten, ununterbrochen bis zur Kremsthalöffnung unterhalb Klaus verfolgen. Von hier an setzen sie sich thalaufwärts noch ein erhebliches Stück weit, gewöhnlich mehr als 40 m über den Fluss ansteigend, fort. Ihre Schotter, unten zu Nagelfluh verkittet, oben locker, reichen bis zur Terrassenfläche herauf, in welche der Fluss schluchtartig eingeschnitten ist. An einer Stelle, unfern Frauenstein, hat die Steyr ihr altes Bett nicht wiedergefunden und durchbricht einen Kalksporn in schmaler Enge. Dass der Gletscher hin und wieder, wie Böhm [1]) angiebt, seine Moränen auf den Terrassen

1) Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XXXV. 1885. S. 429 (464).

hinterlassen habe, kann ich ebensowenig bestätigen, wie seine weitere Angabe (S. 504), dass in ihnen Urgebirgsgeschiebe gänzlich fehlten; solche kommen dann und wann vor.

So reichen unsere Terrassen bis zur Mündung der Teichl in die Steyr, sie erstrecken sich an letzterer aufwärts durch die Enge westlich des Tamberges (Spez.-Karte Liezen 15. X); selbst in der Weitung von Hinter-Tamberg an sah ich nur Schotterterrassen, und erst oberhalb der Enge von Stromboding treffen wir im Becken von Stoder auf Moränen. Es erstreckt sich ferner unsere Niederterrasse an der Teichl aufwärts in der Richtung auf Windisch-Garsten und wird hier erst oberhalb St. Pankraz bei Zick unweit der Piesling-Mündung durch mächtige Jungmoränen ersetzt, welche fast bis zum Flusse herabreichen und neben demselben das Hügelgelände von Pichl bilden. Weiter oberhalb betreten wir das teilweise vermoorte Becken von Windisch-Garsten, an dessen Ostrand unweit des eben genannten Dorfes uns Deltaschotter vergewissern, dass es einst einen See mit beinahe 600 m Spiegelhöhe barg; daneben steigen die Moränen in Vorderstoder auf der Wasserscheide zwischen Teichl und Steyr bis über 800 m Höhe an. Das ist das Zungenbecken der Jungmoränen unseres Gletschers. Es liegt beinahe 40 km oberhalb des Beckens von Wartberg-Kirchdorf, und eine Entfernung von 40 km trennt den äussersten Saum der Steyrgletscher-Moränen von Kremsmünster von den Würm-Endmoränen unterhalb Windisch-Garsten. Um so viel bleibt die letzte Vergletscherung hinter ihren Vorläufern zurück: erstreckten sich diese weit in das Vorland, so blieb sie tief in den Kalkalpen stecken, und anstatt der sonst regelmässig entgegentretenden Einschachtelung des Zungenbeckens der Würm-Vergletscherung in das der Riss-Vergletscherung liegen beide hier weit auseinander und haben nichts mehr miteinander zu thun. Wir sehen abermals, wie beim Gletscher der bayerischen Traun, dass sich der Zwischenraum zwischen den Grenzen der Riss- und Würm-Vergletscherung ganz ausserordentlich vergrössert.

Verwischtheit der Altmoränen im Gebirge.

Wie deutlich auch die älteren Moränen unseres Steyrgletschers sich auf dem Alpenvorlande hervorheben, so spärlich sind ihre Spuren im Gebirge. Sie setzen sich nicht auf den sanft ansteigenden Flyschbergen fort, an deren Fuss sie sich lehnen. Die Höhen bei Kirchdorf sind frei von ihnen. Trotzdem müssen wir annehmen, dass sie einst hier vorhanden gewesen sind, denn auf der andern Thalseite, auf der Sattelhöhe des Ziehberges, finden sie sich in 690 m Höhe, 250 m über dem heutigen Thalgrunde, und unweit von ihnen findet sich bei Steinbach am Ziehberge eine Schotterablagerung, die zu ihnen gehören dürfte.[1]) Wir erkennen deutlich, dass die Altmoränen von den Gehängen des Gebirges verschwunden sind und nur noch auf dessen Sätteln, also auf Stellen, wo sie vor Denudation einigermassen geschützt waren, liegen. Wir müssen dies im Auge behalten, wenn wir die Altmoränen der im Gebirge gänzlich stecken gebliebenen Eisströme aufsuchen wollen.

Bei einer solch stattlichen Mächtigkeit, wie wir sie eben bei Kirchdorf feststellten, konnte sich der alte Steyrgletscher entschieden auch im Steyrthale weiter abwärts verbreiten. Treffen wir doch auf dem Sattel nördlich vom Kienberge zwischen Krems und Steyr noch bei 561 m Moränen. Wie weit aber das Eis an der Steyr abwärts reichte, konnte ich auf einer Wanderung auf der linken Thalseite nicht feststellen. Da halbwegs Leonstein und Ober-Grünburg die Hochterrassen in zusammenhängender Weise einsetzen, und zwar zunächst in grobblöckiger Beschaffenheit, möchte

1) Früher als Leithakonglomerat kartiert, aber bereits von Commenda als älteres Diluvium erkannt. Materialien zurGeognosie Oberösterreichs. Jahresb. d. Franc. Carolinum LVIII 1900. S. 175.

ich annehmen, dass der Gletscher hier endete, empfehle aber die Riedel auf der rechten Thalseite zwischen Färberbach sowie Haberstallgraben späteren Untersuchungen. Ihre Darstellung auf der Originalaufnahme lässt möglich erscheinen, dass hier Moränen vorliegen, die ich bei Waldneukirchen vergebens suchte. — Oberhalb Leonstein findet sich an der Steyr nur ein Vorkommnis eines höher als die Niederterrasse gelegenen Schotters, nämlich die Nagelfluh von Frauenstein, die sich auf eine abgewaschene Dolomitkuppe diskordant auflegt und den Fluss um 90 m überragt. Dann und wann verraten aber Nagelfluhgerölle in den Niederterrassen, dass ausgedehntere, ältere Geröllbildungen zerstört sind. Nicht selten finden sich ferner in ihnen, sowie auch namentlich in den Moränen von Stoder, Geschiebe einer Breccie, wie sie an den Thalflanken dann und wann als verkitteter Gehängeschutt vorkommt. Geyer fand eine solche Breccie anstehend am Abhange des Zmollingsspitz gegen Agonitz und am Landsberge bei Leonstein (Verh. k. k. geol. Reichanstalt 1886. S. 253) und hob hervor, dass sie älter als die Terrassen am Flusse sei.

Geschichtliches.

Gletscherspuren im Steyrgebiete sind zunächst aus der Gegend von Hinter-Stoder und Leonstein durch Czjżek erwähnt worden (Bericht über die Arbeiten der II. Sektion. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt III. 1852. 4. Heft. S. 62). A. Böhm hat sich eingehender mit ihnen beschäftigt (Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XXXV. 1885. S. 429). Er zeigte, dass der Steyrgletscher vom Ennsgletscher einen Zufluss erhielt, aber vornehmlich von den umliegenden Bergen gespeist wurde. Es gelang ihm nicht, die Mächtigkeit, den Verlauf und die Grenzen dieses Eisstromes näher zu bestimmen. Er zweifelte allerdings nicht, dass sich letzterer unterhalb Klaus gabelte und einen Arm ins Kremsthal erstreckte, aber er konnte hier keine Glacialerscheinung erkennen (S. 469). Auch im Steyrthale unterhalb Frauenstein fand er keine Spur des alten Gletschers (S. 467). Er glaubte lediglich einen Seitenarm desselben festlegen zu können und nahm an, dass sich das Eis durch die Ramsau in das Hopfingthal erstreckte, um an dessen Ausgang bei Molln zu enden, wo er eine Schottermoräne entdeckt hatte. Wir kommen auf letztere später zurück.

Unvergletscherte Mündung des Ennsthales.

Die Betrachtung der Traun-Ennsplatte hat uns schon in den Ausgang des Ennsthales hineingeführt. Südlich der Stadt Steyr, bereits in den Alpen, sahen wir zwischen Garstenbach und Enns unsere vier fluvioglacialen Schotter treppenförmig nebeneinander gelagert. Ihre Beschaffenheit zeigte kein Anzeichen, das auf benachbarte Moränen deuten könnte: in keiner der vier Eiszeiten hat der Ennsgletscher die Alpen verlassen und deren Vorland erreicht. Der Thalausgang, den wir betreten haben, besitzt nicht die trichterförmige Erweiterung, die wir regelmässig dort gesehen haben, wo Eisströme das Gebirge verliessen. Er ist nicht breiter als das Thal auch sonst; dessen Querschnitte an der Grenze der Flyschzone gegen das Vorland und gegen die Kalkalpen zeigen keine solch auffälligen Verschiedenheiten, wie sie uns zuletzt noch das Traunthal und das Kremsthal dargeboten haben. Die Seitenbäche münden gleichsohlig. Es giebt weder Stufenmündungen noch Klammen. Das Thal ist normal und nicht übertieft.

Drei Schotterterrassen im Gebirge.

Wir können die unteren unserer vier Schotter noch eine Strecke weit nebeneinander thalaufwärts verfolgen. (Vergl. Spez.-Karte Weyr 14. XI und Aufriss 8 auf Tafel I.) Die Niederterrasse begleitet den Fluss in stattlicher Entfaltung. Die Strasse ist auf ihr entlang geführt; die Dörfer liegen meist auf ihr; der Fluss ist in enger Furche darein eingeschnitten. Dann und wann findet sich ein Stück der Hochterrasse. So bei Reichraming, wo sie, bei Arzberg 70 m über die Enns ansteigend, sich an den Abfall des Schiefersteines lehnt. Sie wird von ziemlich fester Nagelfluh gebildet, in welcher da und dort grobblockige Lagen vorkommen; das Material der Niederterrasse ist lockerer, selten enthält es Rollsteine löcheriger Nagelfluh. Eine dritte Terrasse, mehr denn 100 m über dem Flusse, hebt sich in der Nachbarschaft als Geländeleiste

hervor; wir haben sie hier nicht näher untersucht. 4 km weiter ennsaufwärts sehen wir sie wieder beim Oberau-Hofe 130 m über dem Flusse. An ihrem Abfalle streicht feste Nagelfluh aus, die vornehmlich aus Kalkgeröllen besteht; zentralalpines Material fehlt daneben aber keineswegs. Das Hangende besteht wie bei der Hochterrasse unfern Arzberg aus gelbem, zähem Lehm. Das Liegende streicht schon 100 m über Thal aus. Gegenüber erblicken wir auch auf dem linken Ennsufer unterhalb Schauleithen hoch ansteigende Nagelfluh, welche ein kleines Thal erfüllt. Der Höhenlage nach sind beide Nagelfluhvorkommnisse älter als der Hochterrassenschotter; ob sie aber dem älteren oder dem jüngeren Deckenschotter entsprechen, lässt sich solange nicht entscheiden, als wir nicht zwischen ihnen und dem Normalprofile oberhalb Steyr Ablagerungen finden, die uns ermöglichen, das Niveau der beiden Deckenschotter auf der 30 km langen Zwischenstrecke festzulegen. Unser Aufriss zeigt, dass wir nach dem jetzigen Stande unserer Kenntnis die Oberau-Nagelfluh ebenso ungezwungen mit dem jüngeren wie mit dem älteren Deckenschotter verbinden können. Gleich beiden hat sie beträchtliche Sohlenhöhe. Nur provisorisch bezeichneten wir sie mit der Farbe des älteren.

Riss-Moränen 30 km vom Thalausgang.

Bei Grossraming an der Mündung des Neustiftgrabens erreichen wir eine Thalweitung, deren Boden in das Niveau der Hochterrasse fällt, während die Niederterrasse nur ein schmales Feld längs der Enns bildet. (Vgl. Karte S. 204.) Unmittelbar bevor er die Enns erreicht, legt der Neustiftgraben an seinem linken Gehänge den Aufbau des Bodens der Weitung bloss: er wird hier von deltaartig geschichtetem, südlich fallendem Schotter gebildet. An der Basis dieser vornehmlich aus Kalk- und zurücktretenden Urgebirgsgeröllen gebildeten Ablagerung findet sich stellenweise, einem Deltafusse entsprechend, söhlig lagernder Sand, stellenweise treffen wir aber auch Moränen. Das sind die äussersten Gletscherspuren, die wir im Ennsthale angetroffen haben; sie liegen 30 km oberhalb seines Ausgangs; ihr Zusammentreten mit der Hochterrasse, welche thalaufwärts bald verschwindet, macht sicher, dass sie der Riss-Eiszeit angehören.

In der nächsten Nachbarschaft haben wir noch weitere Anzeichen eines ehemaligen Gletscherendes. Nördlich Grossraming liegt auf dem Boden unserer Thalweitung ein flacher, nach Westen streichender Wall, der sich an den Abfall des Haingrabeneck lehnt. Er besteht aus groben, leicht verkitteten Kalkblöcken mit spärlich beigemengtem zentralalpinen Material. Darunter liegt Bänderthon. Nach Lage und Beschaffenheit haben wir hier ein Stück Ufermoräne vor uns, das in ein Seitenthal des Ennsthales vom Gletscher des letzteren hineingebaut ist. Dagegen hat der benachbarte Granitgneis des Buchmonuments im Pechgraben nichts mit unsern Glacialbildungen zu thun; er ragt, mutmasslich als Klippe, in älterem Gesteine auf. Die Gletscherspuren sind in der Nachbarschaft nicht allzu häufig. Selten nur treffen wir erratisches Material in Gestalt zentralalpiner Geschiebe auf den Thalflanken, so gegenüber der Mündung des Gaflenzbaches bei Kastenreith, wo wir sie bis 530 m Höhe, also bis 180 m über die Enns verfolgten. Doch haben wir damit gewiss noch nicht die obere Grenze des erratischen Phänomens erreicht.

Etwas reichlicher treten Glacialbildungen im Bereiche des eben erwähnten Gaflenzer Baches auf, welcher der Enns zentripetal entgegenfliesst und uns zu zwei leichten Übergängen in das Ybbsthal, zum Sattel von Oberland (515 m) und dem Lehnensattel oder Saurüssel (553 m) führt. Ersteren benutzt die Eisenbahnlinie Wien-

Selzthal, über den Saurüssel führt die Fahrstrasse von Weyr ins obere Ybbsthal. Es ist eine Art Thalgabelung, die wir bei Kastenreith vor uns sehen. In der unteren Partie des Gaflenzer-Thales liegt eine nur langsam ansteigende Niederterrasse, deren Aufschüttung gezwungen, unter dem Rückstau der rasch ihr Bett erhöhenden Enns, erfolgt ist. Sie verläuft bereits oberhalb Weyr in die Thalsohle und drängt sich ein Stück weit in das zum Saurüssel führende Thal hinein. Dann geht es über Fels steil aufwärts, und haben wir die Passhöhe erreicht, so stehen wir inmitten einer deutlichen Moränenlandschaft. Mehrere Wälle queren die Einsattelung und krümmen sich nach Osten gegen das Ybbsthal hin.

Diese Thatsache, sowie das Auftreten von einzelnen zentralalpinen Geschieben in ihnen kennzeichnet sie als die Endmoränen des Ennsgletschers, der sich gerade bis auf die Wasserscheide gegen das Ybbsgebiet hin erstreckte. Zwischen beiden Wällen ist das dem letzteren zugehörige Grossthal eingeschnitten. Hier, sowohl an der neuen wie auch an der alten Strasse streicht unter den Moränen in etwa 500 m Höhe, also nur 75 m über der benachbarten Ybbs, Schotter aus, welcher in das Niveau der dann und wann, z. B. bei Hollenstein auftretenden Hochterrasse des Ybbsthales gehört. Weiter fanden wir zentralalpines, also erratisches Material unfern Ort nordöstlich Weyr in ungefähr 600 m Meereshöhe. Hiernach muss es als wahrscheinlich gelten, dass der Ennsgletscher auch den Sattel von Oberland erreicht hat; doch finden wir hier nur jüngere Schuttmassen, welche in Gestalt eines flachen Kegels die Wasserscheide überdecken.

Thalgabelung von Kastenreith.

Es erfüllte also der Ennsgletscher zur Zeit seiner grössten Verbreitung die Thalstrecke, welche der inneren Scharung der nördlichen Kalkalpen von Altenmarkt bis zur Thalgabelung von Kastenreith in genau südnördlicher Richtung folgt. An jener Gabelung teilte er sich: ein Zweig erstreckte sich beinahe 10 km ennsabwärts in nordwestlicher Richtung, während ein anderer nach Nordosten hin das Gaflenzthal bis zum Überfliessen gegen die Ybbs hin erfüllte. Zentralalpines Material in deren Hochterrassen um Waidhofen gestattet uns, dies nordöstliche Ende ebenso der Riss-Eiszeit zuzuweisen, wie wir es mit dem nordwestlichen längs der Enns bereits zu thun vermochten. Es knüpft sich kein ausgesprochenes Zungenbecken an das also geteilte Ende des Ennsgletschers; aber die hydrographisch bemerkenswerte zentripetale Entwässerungsrichtung des Baches von Weyr steht auch hier in Beziehung zur Gletscherverbreitung, wie die anderen Fälle, die wir bereits kennen gelernt haben.

Angesichts der Thalgabelung von Kastenreith kann leicht die Meinung entstehen, dass der Weg durch das Gaflenzthal über den Sattel von Oberland zur Ybbs einmal von der Enns benutzt worden sei. Falls dies geschehen sein sollte, so müsste es vor dem Eiszeitalter gewesen sein. Die zentralalpinen Ennsgerölle in den vier fluvioglacialen Schottern um Steyr vergewissern uns, dass dort während des gesamten Eiszeitalters die Enns aus dem Gebirge herausgekommen ist; die einzige eiszeitliche Stromverlegung, die wir nachweisen konnten, geschah in der Günz-Eiszeit, als die Enns am Fusse der Alpen direkt zur Ybbs floss.

Niederterrasse oberhalb der Riss-Endmoränen.

Oberhalb Grossraming setzt die Hochterrasse im Ennsthale aus und eine lange Strecke weit treffen wir auch keine anderen älteren Schotter mehr in ihm. Es herrscht lediglich die Niederterrasse, sie steigt mehr und mehr über den Fluss an, ist aber oberflächlich vielfach durch Erosionsterrassen abgestuft worden, weswegen sie auf längere Strecken nicht mehr ihre normale Höhe hat, die wir in unserm Aufrisse 8 Tafel I nach ihren höchsten Vorkommnissen rekonstruierten. Das Material der Terrasse ist ziemlich

grobkörnig, reich an zentralalpinen Rollsteinen und gewöhnlich zu Nagelfluh verkittet. Nicht selten zeigt es deltaartige Schichten und zwar gewöhnlich dort, wo die Terrasse an das Thalgehänge stösst, was den Eindruck erweckt, als ob hier Kolke bestanden hätten, die, nachdem sie ausser Funktion gesetzt worden waren, wie Ansammlungen stehenden Wassers zugeschüttet worden sind. An einer Stelle hat die Enns beim Einschneiden in die hoch aufgeschütteten Niederterrassenschotter ihr altes Bett nicht wieder getroffen und hat sich in einen Sporn des Thalgehänges eingetieft, den sie nunmehr in einer Enge durchmisst. Das ist die Gripp unterhalb Gross-Reifling.

Sie ist von E. de Martonne näher beschrieben (Problèmes de l'histoire des vallées. Annales de géographie VII. 1898. S. 387). Er hat gezeigt, dass man hier nicht mit der gewöhnlichen Erklärung der epigenetischen Thalstrecken auskommt, wonach der Fluss von vornherein bei seinem Wiedereinschneiden sein Bett festlegt, sondern dass er erst während des Einschneidens den Weg durch den Sporn eingeschlagen hat, nachdem er ihn eine Zeitlang umflossen hatte. Wir können dem beipflichten, glauben aber nicht, dass deswegen die Gripp kein epigenetischer Durchbruch sei, wie de Martonne andeutet. Oberhalb und unterhalb von ihr reichen die Schotter bis zur Flusssohle herab; es kann kein Zweifel sein, dass östlich von ihr das verschüttete, nicht wieder gefundene Thal liegt.

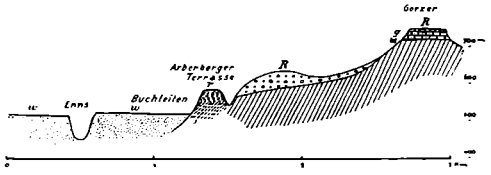


Fig. 47. Profil durch die Schotterterrassen bei Landl im Ennsthale.
g älterer Deckenschotter. *bt* Bänderthon. *R* Moränen und *r* Nagelfluh der Riss-Eiszeit.
w Niederterrassenschotter. Grundgestein schraffiert.

Unser Aufriss verzeichnet beträchtlich grössere Schottermächtigkeiten, als von Böhm (Die alten Gletscher der Enns und Steyr. S. 472) angegeben werden. Er hat fast nirgends die Mächtigkeiten der intakten, sondern meist die der bereits erodierten Terrasse gemessen. Der Auswahl der gemessenen Terrassenhöhen ist auch zuzuschreiben, dass Böhm bei Steyr eine grössere Mächtigkeit der Niederterrasse gefunden hat, als weiter aufwärts. Er brachte dies mit einem Gefällsbruche des Flusses beim Verlassen des Gebirges in Zusammenhang. Ein solcher Gefällsbruch existiert dort nicht.

Höhere Terrassen bei Landl.

Oberhalb der Salzamündung stellen sich zunächst bei Landl und dann um Hieflau wiederum ältere Schotter ein — vergl. Fig. 47 — (Spez.-Karte Admont 15. XI.). Gegenüber Landl erhebt sich die Niederterrasse rechts der Enns bis auf durchschnittlich 520 m Höhe, also 80 m über den Fluss. Neben ihr erstreckt sich eine höhere, bis 600 m ansteigende Terrasse, auf welcher der Arberberger und der Pumperlhof liegen. Sie besteht aus fester Nagelfluh, deren oberste Partie horizontal geschichtet ist, während die untere deltaartig nach Norden fällt. Beim Mooswirt sind ihr Moränenlagen eingeschaltet. Darnach haben wir es unten mit einer lacustroglacialen Bildung zu thun, die in einem See von etwa 550 m Spiegelhöhe abgelagert und dann von fluviatilem Gerölle zugedeckt wurde.

Höher noch als die Arberberger-Pumperl-Terrasse liegt eine dritte, die sich zwischen dem Steiner- und Gorzer-Hofe auf 752 m (Orig.-Aufn.) erhebt. Ihr Abfall ist weniger steil, als der der beiden tieferen, er ist fast durchweg berast, während an dem der Arberberger und Nieder-Terrasse die Nagelfluh in Wänden hervortritt. Auch hier oben

findet sich Nagelfluh, die eine Kappe von ungefähr 30 m Mächtigkeit bildet. Sie wurde früher zu Mühlsteinen verarbeitet; die Steinbrüche sind nunmehr auflässig und grösstenteils verfallen, weswegen die Schichtfolge nicht mehr ganz sicher festgestellt werden kann.

Es handelt sich namentlich um das Verhältnis der Nagelfluh zu den Moränen. Im Steinbruche zwischen Gorzer und Steiner treten solche im Hangenden der Nagelfluh auf, und es machte 1899 an einer Stelle auf mich den Eindruck, als ob sie sich über einen Verwitterungsschlot in der Geröllbildung hinweg erstreckten. Hiernach gehörte die Moräne einer jüngeren Serie an als die Nagelfluh. Im Abraume des Steinbruches fanden sich aber auch gekritzte Geschiebe in der Nagelfluh, was auf eine im wesentlichen fluvioglaciale Entstehung derselben hinweisen würde. Damit steht ihre wechselnde petrographische Beschaffenheit in Einklang. Dort, wo sie als Mühlstein ausgebeutet wird, ist sie mittel- bis feinkörnig, unweit davon kommen aber auch Partien ganz vom Charakter der gröberen löcherigen Nagelfluh vor. Auch liegt sie auf Bänderthon, auf welchem unweit des Steiner ein Quell hervortritt.

Unter der Gorzer Nagelfluh treffen wir auf Ausstriche von Gosaumergeln, und zwar sowohl gegen den Radstadlsattel im Norden wie auch nach der Arberberger Terrasse hin. In letzterer Richtung werden sie von Moränen überkleidet, von denen jedoch nicht festgestellt werden konnte, ob sie sich auf die Arberberger Terrasse erstrecken oder unter dieselbe einsinken. Das Auftreten eines Gosauausstriches zwischen den beiden verschieden hoch gelegenen Nagelfluhterrassen kennzeichnet sie als Ablagerungen verschiedenen Alters. Im Einklange damit steht, dass wir in den unteren, schräg geschichteten Partien der Arberberger Terrasse beim Mooswirt Nagelfluh-Gerölle gefunden haben; sie ist also nicht die älteste Nagelfluhbildung der Gegend. Wir haben hiernach bei Landl eine ähnliche Ineinanderschachtelung von Terrassen, wie am Ausgange des Ennsthales.

Über den niederen Terrassen erheben sich höhere und schliesslich höchste; wir könnten in der Arberberger Terrasse ein Stück Hochterrasse, in der Gorzer Terrasse einen von beiden Deckenschottern erkennen. Die Niveauverhältnisse würden, wie unser Aufriss 8 Tafel I zeigt, bei der Arberberger Terrasse zu Gunsten einer solchen Auffassung sprechen; sie steht zur Niederterrasse in einem ähnlichen Verhältnisse, wie die Hochterrassen um Steyr, Reich-Raming und Gross-Raming; sie reicht bis zu ihrer Fläche herab und erhebt sich nicht beträchtlich über sie. Dagegen liegt die Gorzer Nagelfluh weit höher, als die Deckenschotter des Alpenvorlandes; sie steigt mehr als dreimal so hoch über Thal an, als die Niederterrasse. Wir müssten, wie unser Aufriss erkennen lässt, eine starke Gefällsänderung annehmen, um sie mit der Nagelfluh von Oberau zu verknüpfen. Aber auch auf die Beziehung der Arberberger Nagelfluh zu den Hochterrassen um Steyr dürfen wir kein zu grosses Gewicht legen. Wir sind bereits 35 km oberhalb der Riss-Endmoränen von Gross-Raming. Es ist uns bisher kein Fall bekannt geworden, dass sich ein Glacialschotter so weit in das Zungengebiet hinein erstreckt hätte, und wenn wir ihn in ein solches verfolgen konnten, so geschah es im Liegenden der zugehörigen Moränen. Die Arberberger Nagelfluh dagegen liegt im wesentlichen im Hangenden der Glacialbildungen. Wir müssen ihre Ablagerung in den Rückzug, nicht in die Zeit des Maximums einer Vergletscherung verweisen. Diese aber kann sehr wohl der Riss-Eiszeit entsprochen haben; denn es handelt sich um eine fluvioglaciale Ablagerung, deren Entstehung der Würm-Eiszeit zunächst vorausging. Wir haben sie auf unserm Aufrisse mit der Farbe der Hochterrasse dargestellt, um damit ihr Verhältnis zur vorletzten der grossen Vergletscherungen zum Ausdrucke zu bringen.

A. Böhm (S. 515) kennt nur die Nagelfluh vom Gorzer und erwähnt die Arberberger Terrasse nicht. Er schreibt der ersteren eine Mächtigkeit von 220 m zu und erwähnt, dass sie bis

zur Niederterrasse herabreicht; er zieht sie sichtlich mit der Arberberger Nagelfluh zusammen und ist der Abstufung sowie des Gosauausstriches zwischen beiden nicht gewahr geworden.

Höhere Terrassen bei Hieflau.

Um Hieflau (Spez.-Karte Admont 15. XI.) treffen wir auf das letzte Vorkommen des Niederterrassenfeldes; es bildet die breite Hochfläche der „Waag", die im Winkel zwischen Enns und Erzbach bis 560—570 m Höhe ansteigt. Sie wird in der Nachbarschaft überragt von einigen höheren Schottervorkommnissen, die sich durch ihre Lage und feste Verkittung als ältere Ablagerungen zu erkennen geben.

Im Ennsthale begegnen wir ihnen am Abfalle des Tamischbachthurms unweit des Scheibenbauern (Fig. 48) westlich Hieflau. Beim Anstiege zum genannten Hofe passieren wir zunächst Niederterrassenschotter, welcher an das Gehänge geklebt ist; der Hof selbst liegt höher. In seiner Nähe kommen in 630—650 m Höhe mehrere Quellen hervor, „auf blauem Lett mit Steinen" nach Aussage des Bauern. Darüber folgt mürber Sandstein; sein Ausgehendes wird von lockerer, schräg geschichteter Nagelfluh bedeckt, deren Gerölle offenbar am Gehänge herabgekrochen und dann verkittet worden sind. Diese

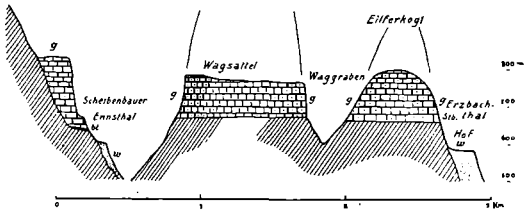


Fig. 48. Profil durch die Terrassen um Hieflau vom Scheibenbauern über den Wagsattel zu den Mühlsteinbrüchen.
g Mühlsteinnagelfluh. *bt* Bänderthon. *Stb.* Steinbruch. *w* Niederterrasse. Grundgestein schraffiert.

Ablagerung bildet eine kleine Terrasse, welche bis etwa 660—670 m Höhe reicht. Sie wird von einer im ganzen 60—70 m hohen Wand grobkörniger Enns-Nagelfluh überragt. Reich an Urgebirgsgeröllen steigt sie bis zu einer Hochfläche empor, die auf der Originalaufnahme die Höhenzahl 835 m hat. Verweisen wir, so wie es der Anschein ergiebt, den Sandstein der tieferen Terrasse beim Scheibenbauern in das Liegende der Enns-Nagelfluh, so haben wir hier eine 200 m mächtige Schotterbildung vor uns. Gegenüber diesem Vorkommen treffen wir am rechten Ennsthalgehänge ein zweites (Fig. 48). Es bildet den Boden des Wagsattels, der sich zwischen Goldeck und Enzbrand auf 780 m Höhe herabsenkt. Wo er zum Ennsthale hinaus führt, streicht an seiner Sohle mittelkörnige Enns-Nagelfluh aus; darunter fanden wir den ersten Felsausbiss in 665 m Höhe, konnten uns aber nicht vergewissern, dass die Nagelfluh so tief herabreicht. Auch gegen den zum Erzbache fliessenden Waggraben streicht am Wagsattel östlich der Häuser bei Höhenzahl 768 m d. Spez.-Karte abermals steil abbrechende Enns-Nagelfluh aus. Der Fuss ihrer Wand liegt 700 m hoch; 20—30 m darunter treten Quellen zu Tage, tiefer folgt Fels. Es bezeichnet also der Wagsattel einen alten mindestens 80 m hoch aufgeschütteten Lauf der Enns, der sich hinüber zum Erzbache richtete.

Weitere Nagelfluhbildungen liegen im Waggraben oberhalb der Mündung des alten Ennslaufes, sowie auf der rechten Seite seines Ausganges am Abfalle des Eilferkogls. Dort bestehen sie ausschliesslich aus den Kalken des Thales, hier gesellen sich dazu Gerölle aus dem Gebiete des Erzbaches. Die mittel- bis feinkörnig, ziemlich unregelmässig, oft schräge geschichtete Nagelfluh wird als Mühlstein ausgebeutet. Die

meisten der grösstenteils verlassenen Steinbrüche liegen in 680—760 m Höhe; Andeutungen der Nagelfluh reichen aber noch 20—30 m höher bis zu einer mit Kalkblöcken reichlich überschütteten Hochfläche. Unter ihr finden wir in etwa 660 m Höhe einige z. T. recht ergiebige Quellen, und wenig tiefer, gegen die Terrassenfläche von Hof, streichen Gosaumergel aus. Dass das Konglomerat, wie Böhm (S. 515) angiebt, abwärts bis 100 m über die Enns, also bis unter 600 m Höhe reiche, kann ich ebensowenig bestätigen, wie ich seiner Mutmassung beipflichten kann, dass es sich bis zur Niederterrasse oder unter dieselbe hinab erstrecke. Es ist allenthalben ein Felsausstrich zwischen ihr und letzterer.[1])

Älterer Deckenschotter im Gebirge.

Die Mehrzahl der Züge, welche unsere hochgelegenen Schottervorkommnisse um Hieflau zur Schau tragen, teilen sie mit der Gorzer Nagelfluh bei Landl. Zwar hat letztere keine ähnlich grosse Mächtigkeit, aber sie erhebt sich annähernd gleich hoch über Thal. Wenn sie auch 80 m unter der Nagelfluh beim Scheibenbauern bleibt, so ist sie doch um 8 km weiter thalabwärts gelegen, und ein Schottergefälle von 10 ‰ ist nicht aussergewöhnlich. Dazu kommt die petrographische Ähnlichkeit ihrer feinkörnigen Partien mit dem Hieflauer Mühlstein. Wir parallelisieren daher die Hieflauer Nagelfluh mit der höchsten von Landl und erachten sie gleich letzterer für älter als die Riss-Eiszeit. Ihre stattliche Mächtigkeit um Hieflau kennzeichnet sie als Produkt freier Aufschüttung, und wenn wir dieselbe auch hier vielleicht mit dem Ausgange aus der Enge des Gesäuses genetisch in einen Zusammenhang bringen könnten, so lassen uns doch benachbarte Vorkommnisse darauf schliessen, dass eine fluvioglaciale Bildung vorliegt. Nach Böhm (S. 515) kommt im St. Gallener Thale, das sich im Buchauer Sattel gegen das Ennsthal öffnet, eine hochgelegene Nagelfluh vor, die bis 670 m ansteigend, dem Niveau nach mit dem Gorzer Schotter übereinstimmt. Ihre Anhäufung kann mit der Gesäuseenge nichts zu thun haben; zentralalpines, also erratisches Material in ihr kennzeichnet sie als fluvioglaciale Bildung. Als solche können wir sie nur, da die Gorzer Nagelfluh älter als die Riss-Eiszeit ist, mit dem älteren oder jüngeren Deckenschotter parallelisieren. Nun reichte in der Nachbarschaft des Ennsgletschers die Mindel-Vergletscherung etwas weiter als die Riss-Vergletscherung. Wir können daher nicht erwarten, ihre Schotter so weit südlich von den Riss-Moränen im Ennsthale zu finden. Wohl aber können wir sie als zur Günz-Eiszeit gehörig erachten, deren Moränen ja im allgemeinen sich in den Grenzen der Jung-Moränen halten. Diese treffen wir in unmittelbarer Nachbarschaft der hochgelegenen Schotter von Hieflau und St. Gallen; wir stellen letztere daher zum älteren Deckenschotter.

Jung-Endmoränen.

Die Niederterrassenschotter von Hieflau, an der Waagfläche nur bis 570 m ansteigend, erheben sich gegenüber beim Scheibenbauern bis 600 m. Das entspricht einer Mächtigkeit von 100 m. Diese sowie ihre Beschaffenheit verraten die Nähe von Moränen. Sie sind stellenweise äussert grobblockig, wie namentlich am Bahnhof Hieflau; südlich des Ortes bergen sie ferner ein Lager von Bänderthon, das in zwei Ziegeleien verarbeitet wird. Ihre Schichtung ist unregelmässig; unfern der Wagnerbrücke im Gesäuseausgang fallen ihre unteren Partien deltaartig schräge thalabwärts und werden von söhlig lagernden überdeckt. 2 km weiter aufwärts liegt im Gesäuse an der Mündung des Hartelsgrabens eine unordentlich geschichtete Nagelfluh, die bis zur Thalsohle herab-

1) Die Nagelfluhvorkommnisse um Hieflau konnten auf unserem Kärtchen S. 204 nur schematisch angegeben werden.

reicht. Gröbere Lagen wechseln mit feineren, gelegentlich lehmigen Partien. In letzteren fanden wir gekritzte Geschiebe. Wir haben die als Schottermoräne entwickelten Jung-Endmoränen erreicht: unbedeutende Glacialbildungen bezeichnen das Ende eines grossen Gletschers. Die Thalenge scheint hier wie im Steyrthale bei Stromboding ihrer Ablagerung nicht günstig gewesen zu sein. Hier wie da giebt sich das Gletscherende der Würm-Eiszeit am deutlichsten durch das Einsetzen mächtiger fluvioglacialer Bildungen zu erkennen und ist weit entlegen von den Endmoränen der Riss-Eiszeit. Beide sind im Ennsthale durch eine Entfernung von mehr als 40 km getrennt.

Oberhalb des Gesäuses trafen wir Endmoränen links vom Ennsthale. Sie erheben sich auf der Höhe des Buchauer Sattels zwischen Admont und St. Gallen in der kleinen Buchau auf 850—900 m und verraten, was auch Urgebirgsgeschiebe auf der Passhöhe anzeigen, dass der Ennsgletscher eine kurze Zunge über den Pass hinweg erstreckte. Sie reichte bis 6,5 km nordöstlich der Abzweigung des Buchauer Passthales vom Ennsthale bei Weng, während im Gesäuse das Eis 16 km thalabwärts in rund 550 m Höhe endete. Darnach ergiebt sich sein Oberflächengefälle zu mehr als 35 $^0/_{00}$ Ein solch steiles Gefälle kann in der Enge des Gesäuses erwartet werden, sowie auf einem Sattel, über den das Eis gerade noch hinweg ging. Nach ihm dürfen wir die Oberfläche des Ennsgletschers bei Weng in rund 1100 m Höhe annehmen. Das stimmt gut zu einer Beobachtung von A. Böhm, welcher (S. 445) dahier am Westabfalle des Lafer Waldes ein erratisches Geschiebe noch in 1072 m Höhe fand. Ennsaufwärts dürfte das Gletschergefälle erheblich geringer gewesen sein; wir mutmassen die Eisoberfläche bei Selzthal in etwa 1400—1500 m, also hoch über dem hier unter stumpfen Winkel mündenden Paltenthales, das durch den Schober Pass ausgiebig gegen das Liesingthal geöffnet ist.

Ein Ast des Ennsgletschers ist bis nahe an den genannten Pass vorgedrungen; sein Zungenbecken liegt in der Weitung des Paltenthales vor; es birgt den kleinen, flachen Gaishornersee. Nördlich von demselben überkleiden schlammige Moränen den Fuss des nördlichen Thalgehänges, weiter östlich queren sie bei Furth das Thal. Hier lehnt sich eine hochgelegene Schotterterrasse an sie an, deren Zusammensetzung gleich der unseres Walles nur dürftig erschlossen ist. Mehr gegen den Schoberpass hin haben wir keine Glacialspuren mehr gefunden, die Passhöhe bei Wald wird von einem Schuttkegel gebildet, der, wie die Grabungen auf Magnesit lehren, von Resten eines älteren Bachschotters überragt wird. Darin fehlen Gneissgeschiebe, die der von der Bösensteingruppe gespeiste, dem Paltenthale folgender Ast des Ennsgletschers herbeigefrachtet haben könnte. Richter (Geomorphologische Untersuchungen S. 85) und Böhm von Böhmersheim (Die alten Gletscher der Mur und Mürz, Abh. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. II. 1900. S. 23) haben das Ende des Paltengletscherastes bereits bei Furth angesetzt; beide heben aber ausdrücklich hervor, dass eine Endmoräne fehle, und sprechen nur von einem Terrassenabbruch. Unseres Erachtens besteht derselbe aus Moränen, die allerdings sehr mangelhaft aufgeschlossen sind.

Zungenbecken.

Wie eng es auch ist, so trägt das Gesäuse auf seiner ganzen Länge den Charakter der Übertiefung. Seine Felswände streben namentlich in ihren unteren Partien steil auf. Die kleinen Hochthäler zu beiden Seiten der Enns, am Abfalle des Hoch-Zinödl und Hochthores münden stufenförmig und können nur auf Kletterpfaden, dem Handhabensteig und Wasserfallweg, direkt vom Ennsthale erreicht werden. Wohl erweitert sich bei Gstatterboden, wo sich Schottermoränenreste finden (auf unserm Kärtchen S. 204 der Deutlichkeit halber übertrieben dargestellt), das Thal etwas, und gleichsohlig mündet weiter oberhalb der Johnsbach; aber in der Nähe stürzen sich die Wasser des Bruckgrabens wieder in enger Klamm zu Thale, die nur auf

steilem Leiternwege durchstiegen werden konnte. Dabei arbeitet die Enns heute nicht mehr an ihrer Vertiefung, nirgends sehen wir sie von Felsenriffen durchsetzt; wo sie über Felsen hinweg springt, sind es einzelne Blöcke, die in sie herabgestürzt sind, und in die sie da und dort Strudellöcher eingedrechselt hat. Offner und breiter wird das Ennsthal erst weiter oben, unterhalb Admont; unweit der Stelle, wo die Tiefenlinie des Buchauer Sattels und St. Gallener Thales in nordöstlicher Richtung mündet, wird es durchschnittlich 1,5 km breit, und 2 km misst seine Sohle im Querschnitt, wo die zur Mur führende Thalflucht der Palten und Liesing mündet und sich die Öffnung gegen das obere Traunthal einstellt.

Wir sehen hier ganz andere Verhältnisse als in normalen Thälern. In der Regel wird der Thalboden an Flüssen um so breiter, je weiter wir abwärts gehen; hier wird er enger und enger; sonst nimmt er an Breite an der Mündung von Seitenthälern zu, hier verschmälert er sich an solchen Stellen. Allerdings handelt es sich hier nicht um die Mündung gewöhnlicher Seitenthäler, sondern um die von Passthälern, wir könnten auch sagen: um das Abzweigen von Thallinien. Damit charakterisieren wir ihre Bedeutung für den Ennsgletscher am besten. Nachdem seine hoch angeschwollenen Eismassen bereits einen Zweig in das Traungebiet entsendet hatten, löste sich von ihnen bei Liezen ein weiterer ab, der über den Pyhrnpass ins Steyrthal floss; dann gabelten sie sich bei Selzthal, ein Zweig erstreckte sich im Paltenthale aufwärts, der zweite ging ennsabwärts, um sich bei Admont neuerlich zu teilen, eine Zunge schob sich ins Gesäuse, die andere hing über den Buchauer Sattel. Unterhalb Liezen löste sich der alte Ennsgletscher in einzelne Zweige auf, und überall dort, wo sich einer abspaltete, wird der Thalboden um einen bestimmten Betrag schmäler. Zugleich trägt er bis unterhalb Admont die deutlichsten Kennzeichen der Verschüttung: oberhalb Selzthal ist er gänzlich versumpft und vertorft; nach einer älteren nicht näher belegten Angabe[1]) haben Bohrlöcher von fast 40 m (18—19 Lachter) Tiefe den Torf im Wörschacher und Liezener Moore noch nicht durchsunken. Es liegt daher die Sohle des Ennsthales tiefer als 590 m, tiefer als der heutige Gesäuseeingang. Es ist das breite Ennsthal oberhalb des Gesäuses bis weithin übertieft und überbreitert, und zwar um so mehr, je mehr wir uns der Stelle nähern, von der seine Zweige fächerförmig auseinander gegangen sind. Hier erst treffen wir seine typisch entwickelten Zungenbecken.

Fehlen eiszeitlicher Krustenbewegungen.

Das Zungengebiet des Ennsgletschers zeigt eine ähnliche Anordnung, wie das des Steyrgletschers. Die Grenzen der Riss- und der Würm-Vergletscherung, sowie mutmasslich auch die der Mindel- und Günz-Vergletscherung lagen sehr weit auseinander. Es sind Erscheinungen, die sich sonst auf einen 10—20 km breiten Saum des Moränengebietes zusammendrängen, im Ennsthale auf beinahe die gesamte Breite der nördlichen Kalkalpen auseinandergezogen; das bietet uns die Möglichkeit, unsere Schotterhorizonte durch einen grösseren Teil des Gebirges zu verfolgen. (Vgl. Taf. I. Fig. 8).

Die Niederterrasse zieht sich mit gleichbleibendem Gefälle von 3‰ von Steyr bis gegen Altenmarkt, dann hebt es sich in den nächsten 10 km auf 5‰ und bei Hieflau auf 7‰. Deutlich erkennen wir die Gefällszunahme mit Annäherung an die Moränen. Nicht die leiseste Schichtstörung kann seit der letzten Eiszeit in den Kalkalpen eingetreten sein, sonst wäre diese Regelmässigkeit der Gefällsentwicklung

1) Torfstechereien bei Liezen. Jahrb. d. steierm. montanist. Lehranstalt Vordernberg I. 1841. S. 96.

gestört oder wenigstens beeinträchtigt. 30 km weit verfolgen wir die Hochterrasse in die Alpen hinein. Auch sie hat konstant das Gefälle von 3‰, und erst nahe bei Grossraming wird es etwas stärker. Der Übertritt von der Flyschzone in die Kalkzone stört die Gefällsentwicklung nicht; seit der Riss-Eiszeit können beide Zonen des Gebirges nicht gegeneinander verschoben worden sein. Wir verfolgten endlich die beiden Deckenschotter vom Vorlande in die Flyschzone hinein und sahen an der Grenze beider nicht die leiseste Störung ihres Gefälles: seit Beginn des Eiszeitalters können sich die Alpen nicht über ihr Vorland gehoben oder gegenüber demselben gesenkt haben.

Eine namhafte Entfernung trennt die hochgelegenen Schotter um Hieflau von den älteren Deckenschottern, mit denen wir sie zu parallelisieren versuchten. Das kann nicht wunder nehmen, denn sie sind von ihnen getrennt durch die Zungengebiete der Riss- und mutmasslich auch der Mindel-Vergletscherung, in denen sich nach alledem, was wir bisher kennen gelernt haben, eine kräftige Erosion entfaltet hat. Auffällig ist nur, warum sich gerade jene Schotter erhalten konnten. Ihre Lage dürfte dies aufklären: sie liegen meist im Schutze grösserer Erhebungen, gleichsam im Lee derselben und waren dadurch vor Zerstörung bewahrt. Dazu kommt, dass sie jedenfalls in grösserer Mächtigkeit abgelagert worden sind, als die mehr alpenauswärts gelegenen Vorkommnisse. Sie sind doppelt so hoch wie der Schotter der letzten Eiszeit aufgeschüttet worden.

Thalvertiefung seit Beginn des Eiszeitalters.

Trotz ihrer grossen Mächtigkeit reichen unsere Schotter nicht bis auf die Thalsohlen herab und erstrecken sich nicht einmal bis ins Niveau der Niederterrassen. Allenthalben liegt die unter ihnen erhaltene präglaciale Thalsohle hoch über der heutigen, und zwar steigt sie rascher, durchschnittlich um 1‰, an als diese. Das können wir hier tief in das Innere des Gebirges hinein verfolgen, während wir sonst die präglaciale Landoberfläche in der Regel bereits vor den Alpen abbrechen sahen und dort nur in einzelnen Rudimenten wieder zu erkennen vermochten: hier liegt klar vor uns, dass das Gebirge in seinem Innern, nahe der Grenze zwischen Zentral- und Kalkalpen, bei Beginn des Eiszeitalters weit weniger, nämlich 150 m, tief zerschnitten war, wie gegenwärtig. Sobald wir allerdings an die Grenze der letzten Vergletscherung treten, verlieren wir auch hier den präglacialen Thalboden und erreichen ein tief unter sein Niveau eingesenktes Zungenbecken. Aber an den Rändern desselben können wir noch seine Rudimente verfolgen. Weit aufwärts ist das Längsthal der Enns übertieft und seine Seitenthäler münden stufenförmig. In engem Einschnitte mündet zwar bei Selzthal (630 m) der Paltenbach gleichsohlig, aber daneben liegt eine breite höhere Mündung, die Lassing, deren Sohle dort, wo ihr der Schuttkegel des Dorfes Lassing aufgesetzt ist, 720 m Höhe erreicht. Dann begegnen wir bei Irdning (640 m) der Stufenmündung des Donnersbachthales in rund 750 m Höhe, oberhalb Öblarn (670 m) die des Sölkthales in 800 m; gegenüber erhebt sich der langgedehnte Sporn des Mitterberges bei Gröbming auf durchschnittlich 800 m. Bis Schladming reicht der ebene versumpfte Thalboden; links von ihm erhebt sich hier die felsige Terrasse 900—1100 m hoch, rechts mündet das Ober- und Unterthal und das Preuneggthal auf gleich hohen Stufen, in welche die Flüsse enge Klammen eingeschnitten haben. Denken wir uns alle diese Anzeichen eines höheren Thalbodens durch eine Kurve verbunden, so fällt dieselbe, gleich der Sohle des älteren Deckenschotters, 4‰ thalabwärts und schliesst sich dieser bei Hieflau an. Sie ist deren Fortsetzung. Sie bleibt tief unter dem Buchauer Sattel und Pyhrnpass, ja selbst noch unter den Thalpässen, die

zur Traun führen; wir erkennen, dass bereits vor dem Eiszeitalter das grosse Längsthal der Enns durch die Enge des Gesäuses entwässert wurde. Es ist seither verbreitert und vertieft worden, bemerkenswerterweise ohne einen trogförmigen Querschnitt zu erhalten.

Geschichtliches.

Der alte Ennsgletscher ist der Vorwurf der mehrfach erwähnten Monographie von A. Böhm. Sie enthält eine gewissenhafte Zusammenstellung der älteren Litteratur, und erblickt in der beckenförmigen Weitung des Ennsthales bereits eine durch Gletschererosion geschaffene Unterbrechung des Thalgefälls. Die in ihr niedergelegten Beobachtungen haben wir jedoch in wesentlichen Punkten nicht bestätigen können. Böhm konnte die Spuren des Gletschers nur bis Altenmarkt verfolgen; unterhalb dieses Ortes gelang es ihm nicht mehr, irgendwelche Spuren glacialer Thätigkeit zu erkennen; er mutmasste das Gletscherende bei Klein-Reifling. Einzelne Bemerkungen in der älteren Litteratur veranlassten uns, es weiter abwärts zu suchen. Ehrlich (Geognost. Wanderungen im Gebiete der nordöstlichen Alpen. Linz 1854. S. 95) berichtet, einen Glimmerschieferfindling im Verfolge der Anhöhe des Ramlerberges nächst der grossen Klaus bei Reichraming gefunden zu haben. Wenn er durch Gletscher dahingebracht worden ist, so musste dies durch einen Arm des Ennsgletschers bewirkt sein, der südlich des Alpkegels über den Mooswirth-Sattel (849 m) in das Plaissathal reichte; das konnte nur geschehen, wenn der Ennsgletscher bei Altenmarkt und im Ennsthale weiter und viel höher reichte, als von Böhm angenommen. An Stelle der Glacialbildungen des Saurüssels haben ferner die älteren Geologen, z. B. Czjżek (Ber. über d. Arbeit. d. Sektion II. Jahrb. k k. geol. Reichsanstalt III. 1852. Heft IV. S. 62) und nach ihnen v. Hauers Karte Leithakonglomerat angegeben. Derartige Angaben von inneralpinem Neogen werden häufig an Stellen gemacht, wo Glacialbildungen vorkommen. Solche wurden auf dem Saurüssel oder Lehnensattel bereits durch R. Michael (Die Vergletscherung der Lassing-Alpen. XVI. Bericht d. Vereins d. Geographen. Wien 1890. S. 20 bez. 30) nachgewiesen.

VIII. Kalkalpengletscher östlich der Salzach.

Osterhorn-Gruppe. Schafberg-Gruppe. Höllengebirge. Traunstein. Totes Gebirge. Almthal. Steyerling und Steyrthal. Kremsmauer und Sengsengebirge. Nördliche Ennsthaler Alpen. Erzbachthal. Thal der steirischen Salza. Ybbsthal. Erlaufthal. Traisenthal.

Die Abnahme der eiszeitlichen Vergletscherung in der Richtung von Westen nach Osten betrifft in erster Linie die zentralalpinen Eisströme. War der überfliessende Inngletscher mächtig genug gewesen, um die Gletscher der nördlichen Kalkalpen an die Seite zu drücken, so kamen dieselben bereits östlich der Salzach mehr und mehr zur Geltung, und östlich der Enns waren sie es allein, welche die Thäler des Gebirges erfüllten. Diese lokalen Gletscher der nördlichen Kalkalpen gewähren uns durch ihre Grösse und die Erhebung ihrer Ausgangsstellen wichtige Anhaltspunkte zur Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze.

Osterhorn-Gruppe.

Ein Zentrum lokaler Vergletscherung liegt dicht beim Salzachthale, zwischen diesem und dem St. Wolfgangsee. Es ist die Gruppe des Osterhornes, die im Hochzinken nur 1762 m Höhe erreicht. Sie sandte, wie Brückner[1]) nachgewiesen, mehrere Eisströme dem Salzachgletscher zu (Spez.-Karte Hallein 15. VIII.). Ein solcher kam aus dem Gaissauthale östlich von Hallein, dessen Grenzkamm im Durchschnitte nur auf 1466 m ansteigt. Ein zweiter Gletscher erfüllte das Thal des in den Hintersee mündenden Tauglbaches, das wir zum Unterschiede von dem des bei Vigaun in

1) Die Vergletscherung des Salzachgebietes. Geogr. Abh. I. 1. 1886. S. 47.

die Salzach mündenden Tauglbaches als Hinterseethal bezeichnen wollen. Der Hinterseethalgletscher erreichte, wie Brückner gezeigt, gerade noch den Salzachgletscher unfern Faistenau in rund 700 m Meereshöhe, nachdem er eine Länge von 11 km erlangt hatte. Seine Kammumrahmung hat nur eine Mittelhöhe von 1436 m, erhebt sich aber im Westen durchschnittlich auf 1520 m. Zwischen diesen Höhen und der Höhe der Zunge muss die eiszeitliche Schneegrenze gelegen haben. Lag sie genau in der Mitte zwischen beiden, so haben wir sie in 1110 m Höhe anzunehmen, falls wir allein das linke höhere Thalgehänge in Betracht ziehen. Versuchen wir uns den alten Gletscher zu rekonstruieren, wie er von den Westgehängen ausgeht und das Thal bis über den Hintersee hinaus erfüllt, so müssen wir seiner Oberfläche eine mittlere Höhe von 1100 m zuschreiben, und diese Höhe ist nach Kurowski[1]) die seiner Schneegrenze.

Wir werden noch öfter solche Schätzungen zu machen haben, weswegen wir diese als Beispiel hier näher durchführen wollen. Die Länge der Thalgletscherstrecke vom Zagl bis an die Endmoränen ist 8 km. Schreiben wir dem Gletscher ein Oberflächengefälle von 50 ‰ zu, so senkte er sich auf dieser Strecke um 400 m, also von 1100 m auf 700 m und hatte eine mittlere Höhe der Oberfläche von 900 m. Seine mittlere Breite ergiebt sich dann zu 1,5 km. Wir haben eine Thalgletscherpartie von 12 qkm bei einer Mittelhöhe von 0,9 km (1). Solche Thalgletscherpartien werden wir der Kürze halber wiederholt Zungen nennen. Gespeist wurde diese Thalgletscherpartie von den Firnfeldern am Ladenbach (2) und Lammerbach (3). Ersteres zog sich von 1400 m auf 1000 m herab, hatte also eine mittlere Oberflächenhöhe von 1,2 km und ein Areal von 5 qkm; letzteres erstreckte sich von 1600 m auf 1100 m herab, hatte also 1,35 km Mittelhöhe bei 8 qkm Fläche. Ein drittes Firnfeld (4) dürfte sich an den Abfall des Kammes vom Grobriedl bis Wieser Hörndl gelehnt haben, es reichte bei 4 qkm Fläche von 1500 m bis an den auf 900 m Höhe herabgekommenen Gletscher, hatte also eine Mittelhöhe von 1,2 km. Die Firnfelder der rechten Thalsohle (5) massen hoch gemessen 3 qkm und senkten sich von 1300 m auf 900 m, hatten also eine Mittelhöhe von 1,1 km. Vergl. hierzu Spez.-Karte 15. VIII. Salzburg.

Stellen wir nun die einzelnen Posten zusammen:

	Areal	Mittelhöhe	Produkt
1)	12 qkm	0,9 km	10,8 cbkm
2)	5 „	1,2 „	6,0 „
3)	8 „	1,35 „	10,8 „
4)	4 „	1,2 „	4,8 „
5)	3 „	1,1 „	3,3 „
	32 qkm	1,1 km	35,7 cbkm

Ein Überblick über diese Rechnung zeigt uns, dass wir auch bei andern Annahmen über das uns unbekannte Oberflächengefälle des Gletschers keine wesentlich anderen Werte erhalten. Schreiben wir dem Thalgletscher einen Anstieg von 60 ‰ zu, so würde er von seinem Ende bis zum Zagl um rund 500 m angestiegen sein und dort eine allerdings kaum wahrscheinliche Mächtigkeit von 450 m gehabt haben. Modifizieren wir dementsprechend die übrigen Posten, so ergiebt sich schliesslich eine höchstens um 50 m grössere Mittelhöhe des Gletschers; und eine höchstens um 50 m kleinere erhalten wir, wenn wir ein so unbedeutendes Zungengefälle annehmen, dass das Eis beim Zagl nur 250 m mächtig gewesen wäre.

Brückner hat die Schneegrenze des Hinterseethalgletschers zu 1200 m angenommen. Er ging von der Pasterze aus, welche eine ähnliche Flächenentwicklung wie unser Gletscher hat, und zeigte, dass ihre Kammumrahmung rund 400 m über die Schneegrenze aufragt. Nun liegt ihr Ende tiefer unter ihrer Kammumrahmung als das unseres alten Gletschers unter der seinen, weswegen die letztere nicht so tief wie die der Pasterze in die Schneegrenze aufgeragt haben kann. Brückner setzte den einschlägigen Betrag zu 200—250 m und gelangte so zu obigem Werte. Er ist ein maximaler, denn Brückner rechnete mit Minimalwerten; er nahm z. B. die Einragung des Pasterzenkammes in die Schneegrenze nur zu 400 m an, während er thatsächlich dafür 490 m ausrechnete.

1) Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer Berücksichtigung der Finsteraarhorn-Gruppe. Geogr. Abh. V. 1. 1891. S. 115.

Nehmen wir im Sinne von Brückners Schätzung an, dass der Hinterseethalkamm 150—200 m weniger tief in die Schneegrenze tauchte, wie der der Pasterze, so überragte er sie um 290—340 m; darnach ergiebt sich ihre Höhe zu 1090 bis 1140 m, etwa so, wie wir sie ermittelten. Unser Wert passt auch für die Vergletscherung des Gaissauthales, dessen sanft ansteigende Gehänge nur mit einer schmalen Zone sich über 1200 m erheben, während das Thal bis auf 700—800 m eingeschnitten ist. Eine Schneegrenze von 1200 m Höhe würde lediglich Gehängegletscher, nicht aber einen Thalgletscher erzeugen.

Schafberg-Gruppe.

Die Berge, welche sich zwischen den einzelnen Zweigen des Traungletschers erheben, nährten eigene Gletscher. Selbst von den unbedeutenden Höhen, die sich beiderseits des Fuschlsees erheben, werden die Spuren von solchen berichtet. Am Zuge des Felblingberges (1306 m) südlich des Fuschlsees treffen wir zwei karähnliche Vertiefungen mit den Felblingseen (1070 m), und östlich vom Fuschlsee begegnen wir auf der Nordostseite des Eibenseekopfes (1198 m) dem Eibensee (950 m) am Boden einer ähnlichen Nische. Wenn diese karähnlichen Formen hier, wie so häufig, als Betten kleiner Gletscher zu deuten sind, so müssen die niedrigen Berge beiderseits des Fuschlsees über die eiszeitliche Schneegrenze aufgeragt haben, die wir hier in 1000—1100 m Höhe zu suchen hätten.

Der westliche der Felbingseen wird nach Brückner durch einen Trümmerwall aufgedämmt, der hoch über den Ufermoränen des Traungletschers gelegen, nur die Endmoräne eines kleinen Gletschers sein kann. Eb. Fugger[1]), welcher die Tiefe des Sees zu 10,5 m bestimmte, spricht nur von einem Felswalle, der den See abdämmt, und deutet letzteren als Karsttrichter. Im Thale, das sich vom Eibensee zum Fuschlsee zieht, fand Simony[2]) ansehnliche Moränen, welche ausschliesslich aus Gesteinen der benachbarten Berghänge bestehen und deswegen von ihm als Ablagerungen eines Lokalgletschers angesehen werden. Simony hat nach diesem Vorkommnisse die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze in diesem Teile der Alpen zu 3000′ (= 950 m), „eher noch einige hundert Fuss darunter" veranschlagt. Leider hat er die Lage der Moränen nicht näher angegeben. Aber selbst wenn wir annehmen, dass der alte Gletscher des Eibenseethales nur bis zum See reichte, müssen wir für ihn die Schneegrenze zu weniger als 1100 m Höhe ansetzen.

Auch der aussichtsberühmte Schafberg (1780 m) zwischen Wolfgangsee und Mondsee dürfte seine eigenen Gletscher gehabt haben. Auf der Nordostseite seiner Gipfelpartie liegen in zwei karähnlichen Nischen der Hinter- oder Grünsee (1340 m) und der Mittersee (1334 m); auf seiner Südseite befindet sich der Münichsee (1262 m) in einer ähnlichen Nische an dem nur 1400—1500 m hohen Grate, der sich zum Feichting-Eck zieht.

In den beiden oberen Nischen habe ich keine Glacialspuren gefunden; ihre Seen laufen unterirdisch ab. Der 34 m tiefe Münichsee ist beinahe rings von Felswänden umwallt. Nur an seiner Südseite ist eine Lücke in dieser Umrahmung, und hier liegt grobes Trümmerwerk von weissem und rötlichem Kalk, wie es in der Umgebung ansteht. Darin fand ich einige gekritzte Geschiebe, und dort, wo das Trümmerwerk sich an die felsige Ostwand des Sees anlehnt, ist diese geschrammt. Hiernach glaube ich, dass ein Gletscher das Seebecken erfüllt hat. Wie weit er reichte, vermochte ich nicht zu entscheiden. Beschränkte er sich auf den See, so würde er eine Schneegrenze von mehr denn 1300 m Höhe verlangen; falls kleine Gletscher in den beiden oberen Karen lagen, so würden sie eine solche von über 1400 m Höhe voraussetzen. Diese Ergebnisse stimmen weder unter sich noch mit den bisher erlangten überein. Mutmasslich haben wir es nicht mit Spuren der letzten Eiszeit, sondern mit solchen postglacialer Stadien zu thun.

Höllengebirge.

Ein Gebiet beträchtlicher selbständiger Gletscherentfaltung war das Höllengebirge (Spez.-Karte 14. IX. Gmunden). Während auf seiner Südseite die ihm ent-

1) Salzburgs Seen III. Mitt. d. Gesellsch. f. Salzburger Landeskunde XXXIII. 1893. S. 27.

2) Gletscher- und Flusschutt. Mitt. k. k. geogr. Ges. Wien XV. 1872. S. 252.

strömenden Eismassen sich, wie es scheint, dem Arme des Traungletschers beigesellten, welcher im Weissenbachthalzuge zum Attersee floss, waren die seiner Nordseite isoliert. Ein Gletscher reichte in das Langbaththal hinab; seine Endmoräne umspannt das Ostufer des Vorderen Langbathsees (675 m), davor erstreckt sich ein kleines Schotterfeld. Das Eis erfüllte das Seethal so hoch, dass es über den Lueg-Sattel (869 m) zwischen Nieder-Spielberg und Lueg ins Aurachgebiet hinüberreichte. Die Zunge stieg daher ziemlich steil an und dürfte am Fusse des Gebirges über dem Hinteren Langbathsee bereits 1000 m Höhe erreicht haben. Die Umrahmung des Firnfeldes liegt im Mittel nur 1670 m hoch und erreicht im Grünalm-Kogel (1820 m) ihren höchsten Punkt. Wir schätzen darnach die Höhe der Schneegrenze zu knapp 1100 m. Der Hintere Langbathsee, oberhalb des Vorderen gelegen, wird gleichfalls von einem Endmoränenwalle umspannt; der Gletscher, der ihn aufwarf, setzt eine Höhe der Schneegrenze von 1300 m voraus. Er dürfte dem Bühlstadium des grossen Gletscherrückzuges (vergl. Kapitel III dieses Buches) angehören. Das Schotterfeld vor dem Vorderen Langbathsee erfüllt eine Thalweitung, die sich höchst auffällig in dem sonst schmalen Thale geltend macht. Wir möchten glauben, dass sie dem Zungenbecken des Gletschers einer früheren Eiszeit angehört. Derselbe dürfte nicht bloss vom Doppelkare ob des Hinteren Langbathsees, sondern auch von dem östlich vom Eiblgupfe (1812 m) gelegenen Kare gespeist gewesen sein. Seine Schneegrenze ergiebt sich nach unserem Verfahren zu gerade 1000 m, also rund 100 m tiefer als die der letzten Eiszeit.

Nordwestlich vom Langbaththale haben wir im Aurachthale bereits einige Wälle kennen gelernt, die wir als Endmoränen der Riss-Eiszeit deuten möchten. Der zugehörige Gletscher kam von den Nordwänden des Hochleckenberges (1690 m) und setzt gleich dem Langbathgletscher der früheren Eiszeit eine Schneegrenze von rund 1000 m voraus. Es scheint somit, als ob die Schneegrenze der Riss-Eiszeit etwa 100 m unter der der Würm-Eiszeit anzusetzen wäre.

Traunstein.

Hart am Ausgange des Traunthales trug der Traunstein (1691 m) einen eigenen Gletscher, welcher auf seiner Nordostseite das vom Laudachsee (881 m) eingenommene Kar erfüllte und an dessen Rand hohe Moränenwälle aufwarf. Auch dieser Gletscher setzt eine Höhe der Schneegrenze von unter 1100 m voraus.

Die Spuren dieses Laudachgletschers hat F. Simony (Notizen über seine Untersuchungen der Seen und des erratischen Phänomens im Traungebiete. Anzeiger k. Akad. d. Wissensch. Wien. Math.-naturw. Cl. V. 1868. S. 189) entdeckt. Er fand am See unzweifelhafte Seiten- und Endmoränen, die übrigens auch auf der Originalaufnahme der österr.-ungarischen Spezialkarte zu erkennen sind. Er schloss daraus auf eine Lage der eiszeitlichen Schneegrenze von unter 3000′ (= 950 m). Angesichts der nicht unbeträchtlichen Meereshöhe erscheint uns letztere Zahl zu niedrig gegriffen; stieg der Laudachgletscher so steil an, wie der Langbathgletscher, so hatte er allein schon über dem See eine mittlere Höhe von über 950 m; unter dem Einflusse der Firnfelder auf der Ostseite des Traunsteins wird sie nennenswert höher.

A. Böhm (Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XXXV 1885. S. 530), welcher die Höhe der eiszeitlichen Schneegrenze im Nachbarthalgebiete zu 1400 bis 1500 m schätzte, hat gegen diese und die früher erwähnte Bestimmung der eiszeitlichen Schneegrenze durch Simony eingewendet, dass sie zu einer Zeit gemacht worden seien, in welcher man noch keine genauere Kenntnis von der Existenz eines alten Traungletschers hatte und nur von einzelnen Gletschern sprach. Er hat der Vermutung Raum gegeben, dass die von Simony zur Bestimmung der Schneegrenzhöhen herangezogenen Moränen nicht Lokalgletschern, sondern dem Traungletscher angehörten. Dieser Vermutung widersprechen Simonys zwar kurze, aber sehr präzise Angaben und betreffs des Laudachsees unsere Beobachtungen.

Totes Gebirge.

Zwischen der Mündung des Traun- und des Steyrthales tritt zum letzten Male höheres Gebirge dicht an den Alpenrand heran, es ist die Gruppe des Priels, das Tote Gebirge. Es steigt in seinem Nordosteck im Grossen Priel auf 2514 m Höhe an, hält sich aber weiter im Westen nur in wenig über 2000 m Gipfelhöhe. Es ist ein nach Süden abgedachtes Plateau, welches dem oberen Traungletscher namhafte Zuflüsse sandte; sein Steilabfall nach Norden war noch während der letzten Eiszeit mit einer wahrscheinlich zusammenhängenden Eismasse verbrämt, welche durch drei Thäler nach Norden abfloss, im Westen durch das Offenseethal zum Traunthale, in der Mitte durch das Almthal und im Osten durch das Thal der Steyerling. Die Gletscher der beiden letzteren Thäler waren zur Würm-Eiszeit selbständig, in früheren Eiszeiten war der Steyerlinggletscher eine Wurzel des Steyrgletschers; immer selbständig war der Almgletscher.

Das Offenseethal, das durch das Frauenweissenbachthal oberhalb Ebensee in das Traunthal mündet, ist vom Offensee an mit sehr mächtigen Glacialablagerungen erfüllt. Grundmoränen wechsellagern in enger Verknüpfung mit Bänderthon und Schotter und bilden eine Aufschüttung, die gelegentlich durch Anrisse des Baches in beinahe 100 m Dicke erschlossen ist. Eine derartige Moränenanhäufung setzt voraus, dass an der betreffenden Stelle eine langanhaltende Abschmelzung des Eises stattfand. Es müssen der aus dem Thale kommende Gletscher und der vom Traungletscher darein eindringende Zweig lange Zeit in der unteren Thalstrecke geweilt haben, bevor sie zusammenwuchsen. Es gehört der Offensee-Frauenweissenbachgletscher zu jenen Seitengletschern, die den Hauptgletscher gerade noch erreichten.

Almthal.

Der Gletscher des Almthales ist zur Zeit seiner grössten Entwicklung dem Alpenvorland sehr nahe gekommen (Spez.-Karte 14. X. Kirchdorf). Das Thal zeigt dicht oberhalb seines Ausganges auf das Alpenvorland eine Weitung, die sich erst unmittelbar am Saume des Gebirges wieder zusammenschliesst. In dieser Weitung endete der Gletscher. An ihrer Westseite zieht sich bei Viechtwang ein deutlicher Moränenwall entlang. Ein Wasserriss bei Herndlsberg legt darin Grundmoräne bloss.[1]) Sie streicht über der Niederterrasse aus, welche den Boden des Beckens erfüllt und sich an der Alm bis Lambach verfolgen lässt. Wir haben es daher mit einer älteren Moräne, vermutlich der Riss-Eiszeit, zu thun. Verfolgen wir die Niederterrasse thalaufwärts, so kommen wir bald bei wenig über 500 m Höhe auf unebenes, unregelmässig welliges Gelände. Eine Grube bei Trasenbichl erschliesst Schottermoräne, und weiterhin haben wir keine Schotterterrasse mehr. Um Grünau schmiegen sich wiesenbedeckte Wälle an den Fuss der Berghänge; ich fand keine Aufschlüsse in ihnen, bei Brunnengrabungen wurde „schlieriges Erdreich" angetroffen, also ein zäher Lehm. Alle diese Verhältnisse lassen uns mutmassen, dass der Almgletscher während der letzten Eiszeit bis über Grünau hinaus gereicht hat.

Diese Annahme findet eine Bestätigung in dem wenig weiter oberhalb von links mündenden Thale des Vorderen Rinnbaches. Es ist ganz ähnlich wie das Offenseethal mit einer Moränenterrasse erfüllt, die bis 700 m Höhe reicht. Wenn solche Moränen-

1) Sturs geologische Übersichtskarte der Neogen-, tertiären u. s. w. Ablagerungen verzeichnet bereits bei Viechtwang Moränen, wie überall sonst dort, wo Czjżek (Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt III. 1852. Heft 4. S. 60) von erratischen Blöcken berichtet.

aufschüttungen, wie wir darlegten, namentlich dort zustande kommen, wo ein Seitengletscher den Hauptgletscher gerade erreichte, so muss ein solcher im Almthale existiert haben, der dicht oberhalb Grünau mindestens 160 m Mächtigkeit hatte; dass dies während der letzten Eiszeit der Fall war, schliessen wir aus der frischen Beschaffenheit der Moränen, die nichts von der Zämentierung oder starken Verwitterung älterer Moränen zeigen. Unsere Thalausfüllung lässt uns nicht bloss auf einen Gletscher im Almthale, sondern auch auf einen solchen im Rinnbachthale schliessen. Nun erhebt sich dessen Grenzkamm im Hochkogel nur auf 1483 m, im Durchschnitte aber bloss auf 1250 m. Wenn von solch niedriger Kammumrahmung ein nur 3—4 km langer Thalgletscher bis in 700 m Höhe herabsteigen konnte, so muss die Schneegrenze ausserordentlich tief gelegen gewesen sein. Wir können sie höchstens in 900—1000 m Höhe ansetzen. Zu keinem wesentlich anderen Ergebnisse gelangen wir, wenn wir uns den Vorder-Rinnbachgletscher auf ein Minimum reduziert denken und ihn nur bis zum Jagdhause im Hintergrunde des Thales reichen lassen. Hier wird in 720 m Höhe eine kleine Ebene von der Art eines ausgeschütteten Zungenbeckens von deutlichen Moränenwällen umspannt. 2 km weiter westlich erhebt sich der Hochkogl (1483 m) als eine ziemlich steile, isolierte Erhebung; dicht südlich von ihr hat der Übergang zum Karbache nur 988 m Höhe, nach Nordosten fällt sie steil gegen den zum Wandkogel (1230 m) führenden Rücken herab. Wenn sich an eine solche, im Mittel 1230 m hohe Umwallung ein 2 km langer, bis 720 m herabreichender Gletscher lehnen sollte, musste sie mindestens 250 m in die Schneegrenze hineinragen, deren Höhe sich sohin unter allen Umständen in unserem Thalgebiete zu unter 1000 m ergiebt.

Wie von Westen her hat der Almgletscher jedenfalls auch von Osten her Zuflüsse erhalten. Hier erhebt sich die Gruppe des Kassberges (1743 m), welche einige Kare mit 1400 m Sohlenhöhe birgt. Das ist beträchtlich höher als die Höhe der Schneegrenze, welche wir nach den Thalgletschern für das Gebiet ermittelten.

Ausgedehnte Moränenablagerungen finden wir weiter oberhalb im Almthale zwischen Eystenau und Habernau. Sie sind bereits von Hauenschild (Über einige Reste der Glacialperiode im Alm- und Steyerlingthal. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1870. S. 61) beschrieben und von A. Böhm erwähnt (Die alten Gletscher der Enns und Steyr. S. 468), welcher äusserte, dass der Gletscher wahrscheinlich nicht mehr sehr weit abwärts gereicht habe. Wir werden auf sie später bei Betrachtung der Stadien des Gletscherrückzuges kurz zurückkommen.

Steyerling- und Steyrthal.

Hauenschild hat auch im Steyerlinggebiete Moränen gefunden. Er traf sie im Seitenthale der Hasl in stattlicher Mächtigkeit. Der Gletscher dürfte während der letzten Eiszeit bis zum Dorfe Steyerling gereicht haben. Bis hierher können wir die Ausläufer der Niederterrasse der Steyr verfolgen. Westlich des Dorfes baut sich dann in 550 m Höhe ein blocküberstreuter Wall in das Thal, das sich weiter oberhalb ähnlich wie ein Zungenbecken verbreitert. Mit mutmasslich nur 12 km Länge steht der Steyerlinggletscher weit hinter dem während der Würm-Eiszeit 21 km langen Almgletscher zurück. Wenn dies auch durch den Hinweis erklärt werden kann, dass der Almthalgletscher eine weit grössere und im Mittel etwas höhere (2030 m) Partie vom Nordabfalle des Toten Gebirges hinter sich hatte, als der Gletscher der Steyerling, so wird dieser doch auch von dem des Offenseethales übertroffen. Derselbe war dort, wo er in den Traunthalgletscher mündete, gleichfalls 12 km lang, hatte aber ein bei weitem nicht so hohes Gebirge hinter sich; seine Kammumrahmung misst im Mittel nur 1860 m Höhe. Unter solchen Umständen müssen wir im Steyerlinggebiete die Schneegrenze höher an-

nehmen, wie im Offenseethale. So lange wir allerdings nicht alle Wurzeln und insbesondere die Höhenentwicklung unserer drei Gletscher kennen, werden wir ihre Schneegrenzen nicht genauer ermitteln können; aber welche plausiblen Annahmen wir auch über die beiden erwähnten unbekannten Grössen machen, immer aufs neue erhalten wir für den Offensee- und Almgletscher eine niedrigere Firnlinie (1000—1200 m), als für den Steyerlinggletscher (1200—1260 m).

Dass die Annahme einer tieferen Lage der Schneegrenze für die westlichen Gletscher gerechtfertigt ist, lehrt namentlich der Vergleich mit dem Gletscher des obersten Steyrthales, des Thales vom Hinterstoder. Auch er erlangte während der Würm-Eiszeit bei weitem nicht die Ausdehnung, wie der Gletscher des Almthales. Er mass von seiner äussersten Wurzel am Salzsteig bis in die Enge von Stromboding nur 14 km, und dabei wird er nicht bloss im Westen vom Toten Gebirge, sondern auch im Osten vom Zuge des Warscheneck überragt. Seine Umrahmung ist entschieden die höchste von allen den Gletschern, die vom Toten Gebirge gekommen. Die mittlere Höhe seiner Oberfläche, die uns einen Anhalt für die Schneegrenze gewährt, kann keinesfalls niedriger als 1300 m gewesen sein. So haben wir denn auf der Ostseite des Toten Gebirges einen kürzeren Gletscher mit höherer Schneegrenze als an seinem Nordabfalle. Dieses aus unsern Untersuchungen mit voller Sicherheit erhellende Ergebnis führt uns zur Annahme, dass zur Eiszeit klimatische Unterschiede zwischen den beiden Seiten des Toten Gebirges bestanden. Solche sind auch heute vorhanden. Der Nordabfall des Toten Gebirges gehört mit zu den regenreicheren Gebieten der Ostalpen; nicht so das Becken von Stoder, des obersten Steyrthales. Der Regenfall ist hier geringer als in der Gegend von Windischgarsten, viel geringer als am Fusse der Alpen. Wir befinden uns im Regenschatten des Gebirges. Diese klimatische Verschiedenheit würde auch gegenwärtig im Stoderthale eine höhere Lage der Schneegrenze als im obersten Gebiete der Alm bedingen; nehmen wir an, dass bereits während der Eiszeit der Nordabfall des Toten Gebirges regenreicher war als das Stoderthal, so werden uns die oben erwähnten Verschiedenheiten verständlich. Hiernach waren bereits zur Eiszeit die westlichen Winde die Regenbringer.

Wir werden später bei Würdigung der mächtigen Moränenmassen in den Thälern am Nord- und Ostfusse des Toten Gebirges sehen, dass hier auch während des Bühlstadiums im Rückzuge der grossen Vergletscherung ähnliche Differenzen in der Entwicklung der kleinen Gletscher vorhanden waren. Sie führen sich gleichfalls auf verschiedene Höhen der Schneegrenzen zurück. Diese letzteren können wir wegen der Kleinheit der Gletscher genauer bestimmen, wie die der Würm-Eiszeit. Wir greifen unseren späteren Untersuchungen vor und stellen die für die Eiszeit und das Rückzugsstadium ermittelten Werte einander gegenüber, um zu zeigen, dass sie, obgleich unabhängig voneinander entwickelt, doch ziemlich gleich bleibende Differenzen zeigen, was ihre Richtigkeit erweisen dürfte.

Schneegrenze	Offenseethal	Almthal	Steyerlingthal	Stoderthal bez. Polsterlucke
Würm-Eiszeit	1100 m	über 1050 m	1260 m	1300 m
Bühlstadium	1300 „	1300 „		1500 „

Kremsmauer und Sengsengebirge.

Die hohe Lage der Würm-Schneegrenze im Stoderthale fällt um so mehr auf, als wir nur 20—25 km weiter nördlich sahen, dass die nur 1599 m hohe Kremsmauer, in deren Nordwand sich mehrere Kare mit etwa 1000—1100 m Sohlenhöhe drängen, einen Gletscher bis ins Kremsthal hinab sandte, wo wir sein Ende in unter 500 m Höhe zu suchen haben. Er setzt am Alpenrande eine Höhe der Schneegrenze während der Riss-Eiszeit von weniger als 1000 m Höhe voraus. Nur wenig höher

haben wir die Schneegrenze im Sengsengebirge zwischen Steyr und Enns anzunehmen.

Seit langem ist bekannt, dass es eiszeitliche Gletscher getragen hat. Czjżek (Bericht über die Arbeiten der II. Sektion. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt III. 1852. Heft 4. S. 62) erwähnt erratische Blöcke von dort, Stur bezeichnet es als alten Gletscherherd und verzeichnet Moränen in seiner Umgebung (Über die Ablagerungen des Neogen u. s. w. Sitzb. k. Akad. d. Wiss. Wien math.-naturw. Kl. XVI. 1855. S. 512. Geologische Übersichtskarte der Neogen-, tertiären, Diluvial- und Alluvial-Ablagerungen im Gebiete der nordöstlichen Alpen. Wien 1855). Ganz kurz erwähnt Hauenschild Moränen (Das Sengsengebirge. Jahrb. d. österr. Alpenvereins. VII. 1871. S. 125); einen etwas ausführlicheren Bericht gab A. Böhm (Die alten Gletscher d. Enns u. Steyr. S. 465 u. 467). Endlich gedenkt G. Geyer des Vorhandenseins von Glacialspuren im Gebirge (Über das Sengsengebirge. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1886. S. 247). Aus allen diesen zahlreichen Berichten ist nur soviel mit Bestimmtheit zu entnehmen, dass das von der Palten durchflossene Thal der Hopfing einen eigenen Gletscher besass, dessen Moränen bei Mistleben (738 m) wiederholt beobachtet worden sind. Böhm sieht sie nicht für die äussersten Spuren an.

Die Niederterrassen der Steyr konnten wir bis Ramsau an der Palten aufwärts verfolgen, dann kommt eine Ablagerung grosser Kalkblöcke, die schon Czjżek für erratisch angesprochen hat. Weiter oberhalb fehlt die Terrasse. Wir suchen daher hier (genau südlich vom Kerblgsöll) das eine Ende des Hopfinggletschers. Ist diese Annahme richtig, so gabelte sich der Gletscher weiter oberhalb und drang in die Garnweith, eine Thalung, ein, die uns nach Molln führt. Hier fand Böhm an ihrem Ausgange eine prächtige Endmoräne, die aus Schottermoräne besteht. Sie erhebt sich bis 513 m, also 70—80 m über die benachbarten Niederterrassen. Wir wagen deshalb nicht, die Ablagerung der Würm-Eiszeit zuzuweisen, sie könnte möglicherweise auch der Riss-Eiszeit angehören. Aber wenn wir auch von ihr absehen, müssen wir dem Hopfinggletscher mindestens 10 km Länge zuschreiben. Er setzt eine Firnlinie von 1000—1100 m Höhe voraus.

Böhm hält die Blockablagerung von Ramsau für eine Moräne des Steyrgletschers, den er in das Hopfingthal eindringen lässt. Dies stützt er durch den Hinweis auf einen im Hopfingthale in 590 m Höhe gefundenen Glimmerschieferblock. Wenn dieser, wie wahrscheinlich, vom Steyrgletscher herbeigebracht worden ist, so kann dies nicht in der Würm-Eiszeit geschehen sein, da während derselben der Steyrgletscher viel weiter oberhalb endete. Es kann daher, worauf seine Vergesellschaftung mit den Niederterrassen zu deuten scheint, das Kalkblockwerk der Ramsau sehr wohl die Würm-Endmoräne eines Hopfinggletschers sein. Auch die Endmoräne von Molln erklärt Böhm für die jenes Zweiges vom Steyrgletscher.

Im Thale der Krummen Steyerling, das, vom Sengsengebirge kommend, bei Molln in das Steyrthal mündet, fand Böhm bei Meserer die Reste einer Endmoräne in 550 m Höhe und weiter oberhalb zahlreiche Blöcke, die bereits von Czjżek als erratische gedeutet worden sind.

Die einzelnen Eisströme, welche wir soeben im Steyrgebiete kennen gelernt haben, waren lediglich zur Würm-Eiszeit selbständig, in den beiden früheren Eiszeiten waren sie miteinander zu einem mächtigen Steyrgletscher zusammengewachsen. Sie brauchten nicht gerade viel über die Grenzen, auf die sie sich während der letzten Eiszeit beschränkten, hinauszuwachsen, um wieder eine stattliche Thalvergletscherung zu bilden. Schritten der Teichl- und Hinter-Stodergletscher je um 10 km vor, so erreichten sie die Mündung des Steyerlingthales, und ging dessen Gletscher ebensoweit vor, so kam er fast bis Micheldorf. Ein verhältnismässig unbedeutender Vorstoss einzelner Wurzeln des Steyrgletschers würde genügen, um diesen selbst sehr beträchtlich anwachsen zu lassen. Unter solchen Verhältnissen verliert der grosse Abstand der äusseren und inneren Moränen im Steyrgebiete viel von seiner Auffälligkeit. Immerhin bezeichnet ein Vorstoss von 10 km für kleine Eisströme von 10—20 km Länge ein stattliches Anwachsen.

Nördliche Ennsthaler Alpen.

Wie im Steyrgebiete, so waren auch auf der Westseite der Enns eine Anzahl von Gletschern während der Riss-Eiszeit selbständig, welche in früheren Eiszeiten blosse

Zuflüsse des grossen Ennsgletschers darstellten. Der nördliche Zug der Ennsthaler Alpen bildete für die Würm-Vergletscherung des Ennsthales eine unüberschreitbare Schranke, seine Nordabfälle blieben von ihr unberührt und entsandten einzelne, meist ziemlich kurze Eisströme in ein Gebiet, das in den beiden früheren Eiszeiten vom Ennsgletscher bedeckt gewesen war (Spez.-Karte 15. XI. Admont). Wir treffen ihre Spuren nördlich von den Haller Mauern im Gebiete der oberen Laussa östlich vom Hengstsattel, der uns hinüberführt in das Gebiet der Teichl. Unten im Thale liegen hier ausgedehnte Moränenablagerungen, und an den Gehängen ziehen sich Wälle entlang, welche den Verlauf von Ufermoränen haben. Sie begleiten das vom Hochturm (2079 m) kommende Thal des Hinterkares und das vom Hexenturm (2181 m) kommende Thal des Pölzbaches und richten sich beiderseits der oberen Laussa dermassen, dass wir hier eine recht beträchtliche Eisausfüllung annehmen müssen. Sie dürfte bis in die Nähe des Grenzbauern gereicht haben. Hier liegt im engen Thale von Oberlaussa ein Stück Niederterrasse, das wir eine Strecke weit aufwärts verfolgen können, dann setzt sie in etwa 600 m Höhe aus. Hat auch der obere Laussagletscher eine ziemlich hohe Umwallung, deren Kammhöhe zwischen Langstein und Gr.-Leckner sich durchschnittlich in 1950 m Höhe hält, so müssen wir doch angesichts der grossen Eisentwicklung an der oberen Laussa auf eine ziemlich tief gelegene Firnlinie schliessen. Sie muss allerdings höher gelegen gewesen sein, als die des Almgletschers, der sich an einen ähnlich hohen Abfall lehnte, aber viel grössere Längenentwicklung hatte, kann aber höchstens in 1250—1300 m angesetzt werden.

Dieser Wert ist ziemlich geringer als derjenige, welchen A. Böhm für die eiszeitliche Schneegrenze in unserem Gebiete, und zwar speziell an den Haller Mauern und im Sengsengebirge gefunden hat (Die alten Gletscher der Enns und Steyr. S. 529). Er setzte hier die Schneegrenze gleich der Höhe der Karsohlen (1400—1500 m), was unzulässig ist, da sich aus den Karen der genannten Gebirge Thalgletscher weit hinauszogen. Die tieferen Kare des Gebietes, z. B. an der Kremsmauer, sind von Böhm nicht bemerkt worden.

Ein ziemlich bedeutender Gletscher scheint sich auch an den Nordabfall des kleinen Buchsteins (1994 m) und des Tamischbachturms (2034 m) gelehnt zu haben. Wir finden nördlich von beiden unweit der beiden Thalwasserscheiden, welche die Längsthalstrecke des Mühlgrabens nach Westen und Osten öffnen, Moränen. Bereits jenseits der westlichen, „im Erb“ genannten, schneidet der Schindlgraben in 670 m Höhe Moränen an, und „am Übergang“ gegen Landl fanden wir in 600 m Höhe grobblockige Moränen. Hiernach dürfte die ganze Längsthalstrecke von Eis bedeckt gewesen sein, das aber nicht in die Enge des Mühlgrabens bei Gross-Reifling gereicht hat, denn in dieselbe erstreckt sich von der Enns aus ein Stück Niederterrasse. Nach Süden von einem im Mittel 1760 m hohen Kamm begrenzt und bis etwa 600 m herab reichend, dürfte der Mühlgrabengletscher oder die Gesellschaft der dortigen Gletscher eine Höhe der Schneegrenze von etwas weniger als 1200 m voraussetzen.

Ein stattlicher Gletscher ist vom Grossen Buchstein (2224 m) gegen den Billbach, der im St. Gallener Thal zur Enns fliesst, herabgestiegen. Seine ausserordentlich mächtigen Moränen treffen wir oberhalb des „Eisenzieher“ (562 m) längs des genannten Baches; weiter abwärts stellen sich Niederterrassenschotter ein. Die Moränen bilden Wälle, welche sich der Thalrichtung anschmiegen und das Gebiet eines etws 7 qkm messenden, ziemlich steil geneigten Gletschers umrahmen. Seine mutmassliche mittlere Höhe führt uns zu einer solchen der eiszeitlichen Schneegrenze von 1300 m. Oberhalb dieser Wälle treffen wir in der kleinen Buchau die schon erwähnten Endmoränen der

Gletscherzunge des Ennsgletschers, welche hier über den Buchauer Sattel hinüberhing. Sie stiess wahrscheinlich mit dem Grossen Buchsteingletscher unmittelbar zusammen.

Erzbachthal.

Zur Zeit seiner grössten Ausdehnung sind dem Ennsgletscher jedenfalls die Eismassen des Erzbach- und Salzathales zugeströmt; während der letzten Eiszeit haben sie ihn nicht mehr erreicht, und es setzen sich Ausläufer von der grossen Niederterrasse der Enns in beide Thäler hinein fort. Im Thale des Erzbaches legen sich an der Mündung der Kalten Fölz Moränen darauf, als Ablagerungen eines kleinen Gletschers, welcher von den Ausläufern des Kaiserschild (2083 m) bis 600 m Höhe herabstieg, was geschehen konnte, wenn die glaciale Schneegrenze etwa 1400 m hoch lag. Weiter begegnen wir Moränen an der Mündung des Seebaches. Sie legen sich vor den 32 m tiefen Leopoldsteiner See. Er nimmt den unteren Teil vom Boden eines grossen Sackthales ein, das sich in die westlichen Ausläufer der Hochschwabgruppe drängt und eisige Zuflüsse von der ganzen Westseite von dessen Hochfläche bis vom Ebenstein (2124 m) her erhalten konnte. Die mittlere Oberflächenhöhe dieses Gletschers können wir aber gleichwohl nicht höher als in 1400 m Höhe ansetzen, weswegen wir auch die glaciale Schneegrenze in dieser Höhe annehmen. Richter[1]) schätzt sie etwas höher, nämlich zu 1500 m. Um Eisenerz selbst fanden wir keine Gletscherspuren. Der Ort wurde während der letzten Eiszeit von den Gletschern des Reichensteins (2166 m) nicht erreicht; aber weiter aufwärts fand A. Böhm (a. a. O. S. 451) am Franzosenbühel eine typische Moränenlandschaft.

Unterhalb Eisenerz lehnt sich an den Seeriegel feste, löcherige Nagelfluh. Ihre untere Partie hat schräge, deltaartige Schichtung und fällt thalauswärts; die obere ist horizontal geschichtet, die Grenze zwischen beiden Partien steigt sanft gegen Osten an. Das deutet darauf, dass der See, der sich hier erstreckte, allmählich während der Nagelfluhaufschüttung anstieg. Seine Spiegelhöhe kann im Mittel zu 685 m veranschlagt werden. Die Ablagerung erinnert an die der Arberberger Terrasse bei Landl; mit den hochgelegenen Schottern um Hieflau kann sie wegen ihres Niveaus nicht parallelisiert werden.

Thal der Steirischen Salza.

Sehr weit ziehen sich die Ausläufer der Ennsthalterrasse ins Thal der Steirischen Salza. Wir verfolgen eine Niederterrasse von der Mündung in die Enns über Palfau bis gegen Wildalpen. Anfänglich sehr hoch über dem Flusse, mindert sich ihre Höhe thalaufwärts und beträgt schliesslich nur 30—40 m. Ihre meist verkitteten Schotter lehnen sich häufig an steile Felswände an und reichen oberhalb Palfau in der Regel bis ins Flussbett herab; sie erfüllen ein ziemlich enges Thal, dessen Sohle etwas tiefer als die des heutigen liegt. Hier und da haben namentlich Nebenflüsse beim Einschneiden in die Terrasse ihren alten Lauf nicht wieder gefunden und fliessen nunmehr in engen Klammen neben demselben. Das sehen wir namentlich deutlich an der Mündung der vom Mändling-Passe kommenden Lassing. Dicht oberhalb Wildalpen legt sich quer über das Thal ein 50 m hoher Endmoränenwall, der aus groben Blöcken mit spärlich beigemengten gekritzten Geschieben besteht. Weiter oberhalb reichen die Moränen vielfach bis zur Thalsohle herab, und eine Schotterterrasse fehlt. Wir haben die Jung-Moränen erreicht. Auch unterhalb Wildalpen treffen wir wiederholt auf Moränen, so beim Fischer, unterhalb des Mooswirthauses und beim Stickler; ihre Be-

1) Geomorphologische Untersuchungen 1900. S. 89.

ziehungen zur Niederterrasse konnten wir nicht mit genügender Klarheit feststellen; sie liegen in deren Niveau. Weiter abwärts sodann überragen bei Palfau zwischen den Häusern Weber und Reiter mächtige Moränen die Niederterrasse; wir halten sie für Altmoränen, ebenso wie die Moränen, welche R. Michael[1]) in 700 m Höhe östlich vom „Hals" zwischen Palfau und Altenmarkt auffand. Sie vergewissern uns, dass der Salzagletscher den Ennsgletscher erreicht hat, dessen Spuren wir in der Nähe bereits auf der Höhe des Gorzer (750 m) nachweisen konnten.

Die Moränen von Wildalpen und Palfau sind bereits von A. Böhm erwähnt worden; jedoch vermochte er sich nicht zu vergewissern, ob der Salzagletscher den Ennsgletscher erreichte (a. a. O. S. 451). Nähere Angaben über den Salzagletscher hat R. Michael gemacht. Er fand seine Spuren fast in der ganzen Länge des Thales von Mariazell an namentlich auf den Sätteln, welche den Stock der Zeller Staritzen isolieren und eine Verbindung des Salzathales mit seinem südlichen Nebenthale, dem Aschbachthale, vermitteln, nämlich dem Pretal (989 m) und Kastenriegel (1081 m); er wies sie ferner auch in den unterhalb Wildalpen mündenden Seitenthälern, dem Wildalpen-, Holzapfel-, Lassing- und Mändlingthale, nach. Hiernach ist an der Existenz eines grossen Salzagletschers, der während der Würm-Eiszeit bis mindestens Wildalpen (Moränenhöhe 650 m) herabreichte und während der Riss-Eiszeit sich mit dem Ennsgletscher vereinigte, nicht zu zweifeln. Festzustellen bleibt nur noch, ob Wildalpen wirklich der äusserste Punkt der Würm-Vergletscherung war, und ob die weiter unterhalb auftretenden Moränen bloss von Seitengletschern herrührten, die sich ähnlich dem Fölzgletscher am Erzbachthale bloss bis zur Thalsohle herabzogen, oder ob sich der Salzagletscher über seine eigenen Niederterrassen zeitweilig bis zur Mündung des Mändlingthales vorschob. Zu untersuchen bleibt ferner noch das von der Salza durchflossene Hallthal oberhalb Mariazell.

Ybbsthal.

Östlich vom Ennsthale hat das Thalgebiet der Ybbs in Niederösterreich eine ziemlich ausgedehnte selbständige Vergletscherung gehabt. Sie kündet sich bereits in den mächtigen Terrassen, die unsern Fluss im Alpenvorlande begleiten, an. Wir unterschieden in der Gegend von Ulmerfeld: wahrscheinlich älteren Deckenschotter, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter. Die beiden letzteren können wir in ziemlich zusammenhängender Weise aufwärts bis Waidhofen a. d. Ybbs verfolgen. Ihr Material ist mehr oder weniger fest verkittetes Kalkgerölle.

In der Enge, welche die Ybbs oberhalb dieser Stadt unfern Opponitz durchmisst, verlaufen die Niederterrassen, die weiter thalabwärts durchschnittlich 25—30 m Höhe hatten, in die ebene Thalsohle. Hochterrassen begegnen wir 50—60 m über dem Flusse in Alhartsberg, zwischen Hilm und Rosenau, sowie endlich beim Bahnhofe Waidhofen. Ihr Material ist fester verkittet, als das der Niederterrassen und trägt ziemlich mächtige Lehmbedeckung. Bei Waidhofen enthalten sie Gerölle krystalliner Gesteine, die der Ennsgletscher über den Sattel von Oberland gebracht hat. Ein kleines Vorkommnis findet sich noch an der Mündung der kleinen Ybbs bei Gstatt, dann setzen auch sie aus. Bei Opponitz stellt sich hierauf neben dem Flusse eine feste Kalknagelfluh ein, die bis zu 100 m über seinen Spiegel ansteigt. Sie liegt erheblich höher, als dem Niveau der Hochterrassen entspricht und dürfte daher einem Deckenschotter angehören. Erst beinahe 20 km oberhalb Gstatt beginnen die Hochterrassen von neuem. Bei Gross-Hollenstein erhebt sich in der Mündung des Lassingthales eine lehmbedeckte Schotterterrasse bis 520 m, rund 80 m über den Fluss, nachdem bereits etwas weiter thalabwärts in dem links mündenden, zum Saurüssel führenden Graben sich jene mäch-

1) Die Vergletscherung der Lassing-Alpen. Bericht über d. XVI. Vereinsjahr, erstattet vom Verein d. Geographen. Wien 1891. S. 20.

tigen, bis über 500 m Höhe erreichenden Schotter eingestellt haben, denen die Riss-Endmoränen des Ennsgletschers aufsitzen. Auch die Hochterrassenschotter von Gross-Hollenstein sind nahe an einem Gletscherende abgelagert; darauf weist sowohl ihre unregelmässige Schichtung, wie auch eine Einlagerung von Bänderthon hin, die wir südwestlich vom Dorfe antrafen. Oberhalb von ihnen hat R. Michael im Thale des Lassingbaches zahlreiche Spuren einer Lokalvergletscherung aufgefunden, die von der Voralpe (1727 m) und vom Gamsstein ausging, bis etwa 550 m herabreichte und möglicherweise mit der des Lassingbaches der Mändling zusammenhing. Am Wege von Lassing bis beinahe Hollenstein fand Michael an zahlreichen Stellen Moränen. Was im Ybbsthale unmittelbar oberhalb Hollenstein folgt, haben wir nicht untersuchen können; bei Kogelsbach stellen sich Moränen ein, die auch an der Mündung der Göstling bei Göstling weit verbreitet sind. Sie sitzen hier auf einem Schottersockel auf, der sich über die von Niederterrassenschottern erfüllte Thalsohle erhebt. Letztere reicht bis Lunz und stösst an den niedrigen Endmoränen ab, welche sich nordwestlich vom Lunzer See erstrecken. Wir erachten sie daher für Jung-Endmoränen, während wir die Moränen von Kogelsbach und Göstling als Altmoränen ansehen.

Der Lunzersee-Gletscher stieg im engen Seebachthale vom 1877 m hohen Dürrenstein herab und erreichte die immerhin stattliche Länge von 11 km. Seine Bahn ist durch mehrere, von R. Michael entdeckte, nordwärts gerichtete Gletscherschliffe ausgezeichnet. Seine Ufermoränen erheben rechts sich bis zum Durchlasssattel (757 m) und bis Grub-Rehberg (747 m), links bis zum Seekopfe. Es war also das Becken des 34 m tiefen Lunzer Sees von einem rund 200 m mächtigen Gletscher erfüllt. Bis 600 m herabsteigend, verlangt dieser eine Höhe der Schneegrenze von höchstens 1150 m; Richter (a. a. O. S. 89) setzt sie mit 1400 m entschieden zu hoch an. Der Gletscher hatte die Masse des heutigen Mandrongletschers, und es dürfte der Dürrenstein annähernd so tief in die eiszeitliche Schneegrenze hineingeragt haben, wie der Adamello in die jetzige, nämlich 600—700 m. Ein weiterer Gletscher des Ybbsgebietes lehnte sich während der letzten Eiszeit an die Westseite des 1892 m hohen Oetscher; sein Zungenbecken ist uns im Thalboden (835 m) von Lackenhof erhalten; der Ort selbst steht auf dem Jung-Endmoränenwalle. Dieser Gletscher setzt eine Höhe der Schneegrenze von rund 1200 m voraus. Endlich dürfte auch, nach den Angaben von R. Michael zu urteilen, im obersten Ybbsthale zur Würm-Eiszeit ein Gletscher gelegen ~~haben~~, der über Neuhaus herab bis ins Becken von Rovis (900 m) gereicht zu haben scheint. Wenigstens fand Michael bis hierher zahlreichere erratische Blöcke und auch Grundmoränen. Dieser Gletscher verlangt trotz seines hohen Endes eine Höhenlage der Schneegrenze von weniger als 1200 m, da die ihn speisenden Höhen 1500 m nirgends überschreiten.

Ausser diesen Spuren von einzelnen Gletschern der Würm-Eiszeit, von denen sich die am Lunzer See und bei Lackenhof recht deutlich von ihrer Umgebung abheben, hat Michael im Ybbsgebiete noch zahlreiche andere aufgefunden, die morphologisch weniger hervortreten. Er fand zahlreiche Moränenreste in der weiteren Umgebung von Lunz, so am linken Ybbsthalgehänge am Sattel (750 m), durch den der Goldaugraben gegen Osten geöffnet ist; am rechten Thalgehänge reichen sie an der Hirschwand bis 800 m empor und können in noch grösserer Höhe fast bis Ober-Polzberg verfolgt werden; ferner traf er solche im Thalzuge zwischen Lunz und Kogelsbach, wo sie im oberen Sulzgraben und bei Ahorn in rund 700 m Höhe auftreten. Hiernach muss einst das ganze Ybbsthal bis gegen Kogelsbach hin mit einem mindestens 200 m mäch-

tigen Eisstrom erfüllt gewesen sein. Ein solcher Eisstrom konnte über das rechte Thalgehänge ins Erlaufgebiet überfliessen, liegen doch seine durch Michael nachgewiesenen Spuren bei Polzberg und unten im Bodingbache nahe der Wasserscheide. In der That fanden wir noch nördlich Gaming einzelne gekritzte Geschiebe, sowie am Wege von dort nach Gresten unfern Gross-Bockau eine typische Grundmoräne. Endlich entdeckte Michael 7 km nördlich Kogelsbach im Uissitzthale bei Fuchslehen (550 m) Grundmoränen. Dagegen fanden wir längs des Weges von St. Georgen nach Opponitz keinerlei Gletscherspuren; es scheint der Sattel auf der Kripp (701 m) nicht vom Eise überschritten worden zu sein.

Versuchen wir, von diesen Einzelangaben uns ein Gesamtbild zu machen, so sehen wir während der letzten Eiszeit im Ybbsgebiete einzelne Gletscher, welche eine Höhe der Schneegrenze von 1150 bis höchstens 1200 m voraussetzen, die innersten Verzweigungen des Ybbsthales einnehmen, sonst aber nur bis an dasselbe heranreichen. Vorher ist das Gebiet viel ausgedehnter vereist gewesen. Eine zusammenhängende, von Hochkar, Dürrenstein, den Bergen um Neuhaus und dem Ötscher genährte, etwa 400 qkm bedeckende Vergletscherung reichte im Ybbsthale bis mindestens Kogelsbach (515 m), drang ein ins Uissitz- und Erlaufthal, wo wir ihre Spuren bis in weniger als 400 m Höhe verfolgten. Die linke Flanke des Längsthales der Ybbs bildet etwa die Mittellinie dieser Vergletscherung; nordwestlich von ihr reichte sie, von zahlreichen Erhebungen unterbrochen, etwa 10 km weit und stieg bis durchschnittlich 500 m Höhe herab; südöstlich reichte sie ebensoweit und stieg im Durchschnitte bis höchstens 1500 m an, ihre Mittelhöhe ist daher auf etwa 1000 m zu veranschlagen, da die Unterbrechungen in der Ausdehnung nach Nordwesten durch einzelne zungenförmige Erstreckungen wett gemacht werden. Hiernach wäre die Höhe der Schneegrenze in rund 1000 m zu suchen. Dieser Wert gilt für die Riss-Eiszeit, da die Hochterrassen der Ybbs an den Grenzen dieser ausgedehnteren Gletscherspuren abbrechen.

Michael, auf dessen fleissiger Arbeit unsere Kenntnis vom Glacialphänomen im Ybbsgebiete im wesentlichen beruht, hat sie etwas tiefer, nämlich zu 900 m Höhe geschätzt, was anfänglich auch meine Meinung war (Der Erfolg des Preisausschreibens der Section Breslau. Mittheilungen des Deutsch. u. Oesterr. Alp. Ver. 1880. Nr. 20), doch ist von uns beiden nicht hervorgehoben worden, dass es sich nicht um die Firngrenze der letzten, sondern einer früheren Eiszeit handelt. Die Zweifel, welche Richter an der Richtigkeit der von Michael gesammelten Daten andeutet (Geomorphologische Untersuchungen. S. 89), teile ich nicht; ich habe Michaels Beobachtungen an zahlreichen Stellen verlässlich gefunden. v. Hauers geologische Karte Bl. VI verzeichnet die Moränen von Göstling und die Nagelfluh von Opponitz als Miocän.

Erlaufthal.

Das östlich und nördlich vom Ybbsthale verlaufende Erlaufthal hat nicht bloss von jenem eisige Zuflüsse gehabt, sondern auch seine eigenen Gletscher besessen. Ausgedehnt und auffällig sind die Spuren des oberen Erlaufgletschers in der Gegend von Mariazell. Der Erlaufsee (835 m) ist sein von Jung-Endmoränen umgebenes Zungenbecken. Es deutet auf einen 6 km langen Gletscher, welcher an die Berge westlich Mariazell gelehnt war; unter ihnen ist der höchste die Gemeindealpe (1623 m), alle andern bleiben unter 1500 m; wir müssen daher hier auf eine sehr tiefe Lage der Schneegrenze während der Würm-Eiszeit, nämlich 1050—1100 m schliessen. Neben dem oberen Erlaufgletscher lag im Grünauthale ein gleich stattlicher, der dem Gletscher der steirischen Salza tributär wurde. Auch seine Umrahmung ist niedrig und erhebt sich bloss in den drei Zellerhüten über 1600 m; sonst bleibt sie unter 1300 m. Unter

solchen Umständen verlangt auch der Grünaugletscher eine sehr niedrige Schneegrenze von kaum 1100 m Höhe. R. Michael hat in seinem Bereiche an der Strasse von Mariazell nach Neuhaus zahlreiche Moränenspuren bis zur Sattelhöhe (1070 m) hinauf und jenseits derselben im Ybbsgebiete gefunden, so dass wir hier an eine zusammenhängende Vergletscherung der Berge zwischen Erlauf und Ybbs denken müssen.

Die Geländedarstellung auf Blatt Gaming (14. XII) der österreichisch-ungarischen Spezialkarte macht wahrscheinlich, dass auch in den Ötschergräben ein Gletscher gelegen hat; es fehlte uns die Gelegenheit, uns davon zu vergewissern. Dagegen fanden wir auf der Nordseite des Ötscher die Spuren eines ziemlich ausgedehnten Gletschers: er stieg durch die Pfann zum Nestelberggraben herab, schliff das Gelände an der Vereinigung der Thäler südlich vom Solegkogel und reichte bis in die enge Schlucht der Erlauf und der Thormäuer herab, wo wir dicht unterhalb der Mündung des Nestelbaches noch gekritzte Geschiebe fanden. Es muss ein langer schmaler Eisstrom gewesen sein, dessen Zunge sich zwischen steilen Felswänden weithin thalab zog. Vom Ötscher (1892 m) bis unter 439 m herabsteigend, setzt er eine Firngrenze von etwa 1150 m, so hoch wie die des Lunzersee-Gletschers, voraus.

Weiter abwärts finden sich im engen Erlaufthale Reste einer Niederterrasse; sie erfüllen auch die Thalstrecke von Kienberg bis Neubrück, deren Breite uns landschaftlich an das Zungenbecken eines Gletschers erinnert; doch gelang es uns hier bislang nicht, sichere Glacialspuren aufzufinden. Es ist nicht unwahrscheinlich, dass sie vorhanden sind; denn dort, wo wir bei Purgstall das Alpenvorland betreten, stellt sich längs des Flusses eine deutliche Hochterrasse ein. Dieselbe schliesst sich derjenigen an, die wir unfern der Erlaufmündung an der Donau bereits kennen gelernt haben. Aus ihr scheint die Niederterrasse lediglich herausgeschnitten zu sein. Kaum 20 km vom Saume der Alpen gipfelnd, das Erlaufthal imposant überragend, konnte der Ötscher sehr wohl während der Risszeit, als das benachbarte Ybbsthal bis zum Überfliessen mit Eis erfüllt war, seine von dort verstärkten Eismassen bis nahe zum Rande des Gebirges erstrecken.

Traisenthal.

Im Alpenvorlande ist es im Traisenthale zum letzten Male, dass wir die vier fluvioglacialen Schotter deutlich nebeneinander antreffen; im Traisenthale des Gebirges begegnen wir auch den letzten Anzeichen der Vergletscherung in den zur oberen Donau entwässerten nördlichen Kalkalpen. Haben wir das lange Thal bis oberhalb Hohenberg durchwandert, ohne die leiseste Andeutung von Glacialspuren gesehen zu haben, so überrascht uns in der Gegend von St. Aegyd das Einsetzen einer Terrasse von losem Kalkgerölle, dessen unterste Partien schräge geschichtet sind. Sie zieht bis zum Kernhofe hin und bricht hier plötzlich ab. Das Ganze macht den Eindruck eines Schotterfeldes, das an einem Zungenbecken abstösst. Doch gelang es uns bei einer allerdings flüchtigen Durchwanderung nicht, an der Mündung des Grabens unter der „Mauer" zwischen Hofalpe (1542 m) und Gippel (1667 m) die erwarteten Moränenreste zu finden. Dafür trafen wir auf der Südseite des Grossen Göller (1761 m) am Ausgange des Saugrabens unfern des Lahnsattel in etwa 1000 m Höhe eine typische Endmoräne mit gekritzten Geschieben, die uns vergewissert, dass hier bei Südexposition die Schneegrenze etwa 1300—1400 m hoch gelegen war. Es ist daher wahrscheinlich, dass auch auf der Nordseite von Hofalpe und Gippel sich ein Gletscher erstreckte, von dessen Dasein uns die erwähnte Terrasse zeugt. Er würde eine Höhe der Schneegrenze von 1200 m voraussetzen.

IX. Ergebnisse über die Moränengebiete.

Die vier Vergletscherungen und ihre Grenzen. Interglacialer Eisrückzug. Interstadiale Schwankung. Verhältnis der glacialen Aufschüttung zu den Zungenbecken. Verhältnis der Zungenbecken zu Gebirgsbau und Thälern. Ihr Ursprung durch glaciale Erosion. Gliederung der Zungenbecken. Zweigbecken und Moränengürtel. Stammbecken und Drumlinzone. Schmalheit der glacialen Akkumulation. Trennung der Zweigbecken vom Stammbecken. Radiale Zweigbecken in den Gletscherfächern. Beeinflussung durch ältere Vergletscherungen. Wannen in den Zungenbecken. Rippeninseln in den Zungenbecken. Selektive Erosion. Firngrenze zur Würm-Eiszeit. Grenzen zwischen Nähr- und Abschmelzgebiet auf der eiszeitlichen Gletscheroberfläche. Firngrenze zur Riss-Eiszeit.

Die vier Vergletscherungen und ihre Grenzen.

Die Untersuchung der Moränengebiete auf der Nordseite der Ostalpen bestätigt die Ergebnisse, zu denen uns das Studium der ihnen vorgelagerten Schotterflächen geführt hat. Wir haben es mit den Spuren von vier verschiedenen Vergletscherungen zu thun. Die letzte, die der Würm-Eiszeit, hat den Zug der Jung-Endmoränen hinterlassen, den wir von der Iller bis zur Traun fast ununterbrochen im Alpenvorlande verfolgt haben; ihr schreiben wir ferner die innerhalb dieses Gürtels gelegenen Glacialablagerungen zu, sofern sich nicht entschiedene Gründe dagegen finden. Die vor den Jungmoränen gelegene Zone der Altmoränen konnten wir an einigen Stellen mit voller Sicherheit, an anderen nur in rohen Umrissen zwei Eiszeiten zuweisen. Verhältnismässig deutlich treten auch der Form nach in ihr die Riss-Moränen entgegen; ganz verwaschen sind die Moränen der Mindel-Eiszeit. Endlich ist es uns durch Verfolgung des älteren Deckenschotters in das Moränengebiet hinein bereits gelungen, die Spuren einer ältesten Günz-Vergletscherung wenigstens in bayerisch Schwaben festzustellen.

Die Würm-Vergletscherung ist allenthalben kleiner gewesen, als die beiden ihr vorangegangenen. Ihre Moränen erreichen nirgends die Peripherie des Gletschergebietes. Von den beiden Vergletscherungen, welche die Altmoränen anhäuften, ist aber bald die eine, bald die andere die grösste gewesen. Im Osten, im Krems-, Traun- und Salzachgebiete, gehören die äussersten Moränen der Mindel-Eiszeit, im Westen, im Isar- und Lechgebiete der Riss-Eiszeit an; in der Mitte zwischen den solchermassen verschiedenen östlichen und westlichen Gletschergebieten treten beim Inngletscher auf der Ostseite die Mindel-Moränen, an der Westseite die Riss-Moränen an die äussere Grenze der Vergletscherung. Man möchte darnach fast meinen, dass die östliche Gletscherentwicklung in einem wesentlichen Punkte von der westlichen verschieden gewesen sei; doch kehren im Illergebiete ganz ähnliche Verhältnisse wie im Kremsgebiete wieder. Die Günz-Vergletscherung endlich hat sich, nach dem wenigen, was wir über ihre Ausdehnung wissen, etwa in den Grenzen der Würm-Vergletscherung gehalten. Ihre Moränen werden für die Oberflächengestaltung des Landes nirgends massgebend.

Interglacialer Eisrückzug.

Wie weit sich das Eis in den Zeiten zwischen den einzelnen Vergletscherungen zurück gezogen hat, lässt sich nicht allgemein erweisen. Wir wissen nur von zwei Fällen, dass das Land zwischen zwei aufeinanderfolgenden Vergletscherungen bis in die Mündungstrichter der Alpenthäler eisfrei geworden ist, nämlich im Inn- und im Salzachgebiete zur Zeit der Ablagerung der Biber- und der Salzburger Nagelfluh. Wir konnten deren Bildung mit Wahrscheinlichkeit in die Riss-Würm-Interglacialzeit verlegen, sodass also zwischen den beiden letzten Vergletscherungen gerade die grössten subalpinen Moränengebiete eisfrei gewesen sind. Dies muss verhältnismässig lange gewährt haben, da in dieser Zeit bei Salzburg ein Alpensee von etwa 6 cbkm Rauminhalt zugeschüttet werden konnte.

Es müssen auch andere klimatische Verhältnisse als während der Eiszeiten geherrscht haben, da sich die Lössbildung, wie wir an der Peripherie des Salzachgletschers gesehen, in das Moränengebiet hinein erstreckt hat.

Interstadiale Schwankung.

Neben dem interglacialen Eisrückzuge zur Zeit des grossen Rosenheimer und Salzburger Sees haben wir auch einen interstadialen während der Würm-Eiszeit kennen gelernt. Er wird durch die Schotter sichergestellt, welche am Inn aufwärts bis Rosenheim und im Salzachgebiete bis Laufen reichen und hier wie da zwischen Moränen gelagert sind, sich aber bei weitem nicht so scharf von denselben scheiden, wie die Biber- und die Salzburger Nagelfluh, welch letztere unter ihren Hangendmoränen abgeschliffen sind. Ob auch die Niederterrassenschotter am Würmsee und an der Isar bei Wolfrathshausen der Laufenschwankung angehören, ob vielleicht die Zweiteilung des Jungmoränengürtels mit ihr in Zusammenhang steht, kann erst auf Grund weiterer Untersuchungen entschieden werden.

Verhältnis der glacialen Aufschüttung zu den Zungenbecken.

Der Aufbau der betrachteten Moränengebiete zeigt eine Reihe übereinstimmender Züge. Sie alle besitzen mehr oder weniger ausgedehnte Zungenbecken, die von meist schmalen Moränengürteln umrahmt sind. Die Zungenbecken sind teils offen, teils geschlossen. Im ersteren Falle werden sie erfüllt von stattlichen Aufschüttungen, wie wir sie in der Mitte des Salzburger Beckens kennen gelernt und im Rosenheimer Becken zu mutmassen haben; im letzteren Falle birgt ihre wannenförmige Einsenkung einen See, welcher mehrfach bis dicht an den Moränengürtel heranreicht, wie der Ammer-, Würm- und Chiemsee in Oberbayern, wie der Atter- und Gmundener See im Salzkammergute. Der Abfluss dieser Seen hat nicht immer den Moränengürtel bis auf dessen Sockel herab durchschnitten; Amper, Ager und Traun fliessen beim Verlassen der Seen im allgemeinen über Moränen und Schotter und stossen nur gelegentlich auf älteres Gestein; wenn wir solches an der Alz und Würm gerade bei ihrem Austritte aus dem Chiem- oder Würmsee antreffen, so erscheint auch dies nur wie ein gelegentliches Anschneiden; denn unsere Flüsse treten weiter abwärts bald auf glaciale Aufschüttungen über. In allen diesen Fällen könnte es den Anschein erwecken, als ob die Zungenbecken Umwallungsformen seien. Allein eine nähere Betrachtung lässt alsbald erkennen, dass der Sockel der glacialen Aufschüttungen am Seeende keineswegs tief liegen kann, denn er tritt in einiger Entfernung vom See gewöhnlich zusammenhängend im Flussbette als Sohle der Niederterrassenschotter zu Tage, so wie es unsere Profile auf Tafel I erkennen lassen. Unterhalb des Ammer- und Würmsees streicht das subalpine Miocän in geringer Tiefe unter der schiefen Ebene von München durch; es ist dort durch zahlreiche Bohrlöcher in rund 520 m Höhe nachgewiesen worden, also hoch über dem Boden beider Seen, die sich auf 456 m bez. 461 m Meereshöhe herabsenken. Ganz ebenso verhält es sich mit dem Attersee und Gmundner See. Unterhalb von ihnen beginnt die Traun von Lambach (350 m) an das Miocän anzuschneiden, während sich ihr Boden in 294 m bez. 231 m Höhe befindet. Würde man sich die mächtigen glacialen Aufschüttungen hinweggenommen denken, so würden die Wannen unserer Alpenseen und die verschütteten der übrigen Zungenbecken nur etwas verkleinert werden, aber nicht verschwinden.

Verhältnis der Zungenbecken zu Gebirgsbau und Thälern.

Können wir die Zungenbecken sohin nicht als Umwallungsformen bezeichnen, so fehlt auch jeder Anhalt, sie als tektonische Formen zu erklären. Sie kommen in den

verschiedensten Zonen des Gebirges vor; an der Grenze zwischen Zentralalpen und Kalkalpen (Ennsthal), in den Kalkalpen bis in die Flyschzone hinein (Traungebiet), in letzterer und im Alpenvorlande (Inn- und Salzachgebiet). Fällt das eine oder andere zwar in das Bereich von Querstörungen oder wenigstens von Unregelmässigkeiten im Schichtstreichen, wie das Salzburger Becken und der Gmundener See, so sind doch diese Störungen weit älter als unsere Becken. Die Schichtstörungen haben mit der in der jüngeren Tertiärperiode vollendeten Aufrichtung des Gebirges zu thun, die Zungenbecken aber sind geknüpft an das viel spätere Phänomen der Ausgestaltung des Gebirges, nämlich an dessen Thäler. Hier wiederum liegen sie an den verschiedensten Stellen, bald in Längsthälern (Ennsthal), bald in Querthälern (Salzkammergut), bald greifen sie weit auf das Vorland in der Richtung bestimmter Thäler hinaus (Isargebiet). Allenthalben aber erweisen sie sich jünger als das präglaciale Thalsystem.

Die Verfolgung des letzteren hat uns einen festen Anhaltspunkt für die Erklärung der Zungenbecken gegeben. Wir haben es zunächst im Alpenvorlande kennen gelernt, wo es an der Sohle des Deckenschotters erhalten ist. Dann haben wir es in einzelnen Resten an den Flanken und oberhalb der grossen Zungenbecken angetroffen, wo es in den Sohlen der stufenförmig mündenden Seitenthälchen entgegentritt. Alle diese einzelnen Vorkommnisse fallen in jedem grossen Gletschergebiete in ein einheitliches Niveau, das mit konstantem Gefälle alpenwärts ansteigt. Ein solches Verhalten schliesst aus, dass unsere Zungenbecken verbogene Thalstrecken seien; denn dann müsste das Niveau der präglacialen Thalsohlen einheitlich mit verbogen sein und könnte nicht den gleichmässigen Anstieg zeigen. Überdies ist zwischen den grossen Zungenbecken des Inn- und des Salzachgletschers längs der bayerischen Traun der allmähliche Anstieg des Alpenvorlandes bis an den Fuss des Gebirges, den wir in jenen Zungenbecken vermissen, noch erhalten; wir konnten uns ferner im Ennsthale vergewissern, dass im Laufe des Eiszeitalters hier keinerlei nennenswerte Krustenbewegungen stattgefunden haben und jedenfalls kein Rücksinken der Alpen, so wie es Heim[1]) zur Erklärung der Schweizer Seen angenommen hat, erfolgt ist.

Ursprung der Zungenbecken durch glaciale Erosion.

Es ist die Bildung der grossen Zungenbecken auf der Nordseite der Ostalpen auf stabilem Boden während des Eiszeitalters durch einen Erosionsvorgang geschehen. Das ist die Folgerung, zu welcher uns die Diskussion unserer Beobachtungsergebnisse geführt hat. Die Systeme der grossen Thäler, aus welchen sich die Gletscher auf das Vorland ergossen, zeigen nicht die normale Gefällsentwicklung; das Hauptthal ist gegenüber seinen Seitenthälern einseitig übertieft. Das übertiefte Thal erweitert sich trichterförmig an seinem Ausgang auf das Alpenvorland. In diesem Ausgangstrichter beginnt das Zungenbecken, seitlich vielfach noch von zurückgebliebenen Nebenthälern begleitet und schliesslich im Norden überragt von dem hochansteigenden Sockel des Deckenschotters. Das ist die typische Entwicklung der subalpinen Zungenbecken, und entsprechend ist die der inneralpinen. Allenthalben bezeichnen die Zungenbecken das Austönen einer stattlichen Erosionswirkung, durch welche der präglaciale Thalboden zerstört worden ist. Sie muss daher im Eiszeitalter erfolgt sein. Diese Erosion ist anders geartet gewesen, als die des rinnenden Wassers, welch' letzteres keine grossen und tiefen Wannen auszufurchen vermöchte und die Seiten-

1) Die Entstehung d. alpinen Randseen. Vierteljahrsschr. d. naturf. Gesellsch. Zürich. XXXIX. 1894.

thäler nicht konsequent verschont liesse. Die Erosion der Zungenbecken reicht gerade bis an die Endmoränengürtel heran und wird hier durch glaciale Akkumulation abgelöst. Dies räumliche Zusammentreffen der Grenzen glacialer Aufschüttung mit einer eigenartigen, auf die Gebiete der alten Gletscher beschränkten Erosion veranlasst uns die letztere als eine spezifisch glaciale Wirkung anzusehen. Gestützt wird dies durch die Zeit ihrer Entfaltung, welche in das Eiszeitalter fällt.

Gliederung der Zungenbecken.

Die Zungenbecken zeigen allenthalben übereinstimmenden Bau. Mit grosser Deutlichkeit tritt die Trennung von Stamm- und Zweigbecken entgegen. Dort, wo grosse Gletscher sich auf dem Alpenvorlande ungehindert entfalten konnten, furchten sie ein grosses rundliches Stammbecken mit radiären Zweigbecken aus, wie der Inngletscher und der Salzachgletscher es thaten. Wo das Eis aus verschiedenen Thälern des Gebirges herauskam, haben wir es mit verschiedenen Reihen von Zungen- und Zweigbecken zu thun: so im Bereiche des alten Isargletschers. Wo ferner das Eis bereits im Gebirge sich fächerförmig zu verbreiten vermochte, da gruppieren sich einzelne Zweigbecken um ein etwas verkümmertes Stammbecken herum, und ihr Kriterium, die zentripetale Entwässerung, verlegt sich mit ihnen vom Vorlande ins Gebirge. So liegen die Dinge im Salzkammergute. Dort endlich, wo die Vergletscherung tief im Gebirge stecken geblieben ist, sehen wir ein grosses Stammbecken, das sich überall dort verschmälert, wo der Stammgletscher einen Zweig abgegeben hat; jeder Zweig hat dann sein eigenes, manchmal arg verkümmertes Zweigbecken hinterlassen.

Zweigbecken und Moränengürtel.

Stamm- und Zweigbecken verhalten sich verschieden gegenüber dem Endmoränengürtel. Nur die Zweigbecken treten unmittelbar an letzteren heran; die Stammbecken sind von ihm auf dem Alpenvorlande durch die Drumlinzone getrennt. Im ersteren Falle reicht die glaciale Erosion bis unmittelbar an das Gebiet der Aufschüttung heran. Das zeigen uns die meisten subalpinen Randseen, die, samt und sonders in Zweigbecken gelegen, sich bis an den Endmoränengürtel erstrecken. In ihren Wannen werden die manchmal recht steilen Formen der glacialen Aufschüttung alsbald durch sanftere Böschungen ersetzt. Fällt z. B. der innerste Moränengürtel des Gmundner Sees bei Gmunden mit einer Böschung von 200‰ seewärts ab, so senkt sich der Seeboden nur mit einer Abdachung von 5 – 6‰ von Gmunden bis zur Seemitte. Ähnliches wiederholt sich am Attersee, am Würmsee und am Ammersee. Diesen jähen Gefällswechsel nehmen wir in den genannten Fällen als die Grenze glacialer Erosion und Akkumulation. Er liegt nahe am Seespiegel, was im Einklange mit unserer oben entwickelten Folgerung über die geringe Tiefe des Moränensockels steht. Nur am Tegernsee liegt der Gefällsknick tiefer, hier treffen wir zwischen 20 und 60 m Tiefe noch Böschungen von 160‰; das Auftreten der Tertiärschichten am Seeabflusse lässt in der That schliessen, dass der See ziemlich hoch durch Moränen gestaut ist.

Teilweise, wenn auch meist nur in unbedeutendem Masse aufgedämmt durch die am Saume der alten Gletscher aufgeschütteten Moränen, zum grösseren Teile eingefurcht in das Grundgestein, finden die Seen der glacialen Zungenbecken am Nordsaume der Ostalpen keinen Platz in jenen Seenklassifikationen, welche in erster Linie Eintiefungs- und Abdämmungsseen trennen. Sie sind uns ein Fingerzeig dafür, bei geomorphologischen Klassifikationen nicht einseitig bestimmte, scheinbar entgegengesetzte Vorgänge zum Ausgang zu nehmen. Jede Eintiefung durch Erosion hat naturgemäss irgendwo eine Akkumulation zur Folge; tritt letztere hart am Rande des Erosionsgebietes ein, so werden Formen entstehen, die teils der Erosion, teils der Akkumulation ihr Dasein danken.

Die extremen Typen, welche nur durch den einen oder anderen Vorgang gebildet worden sind, werden numerisch weit hinter den Übergangsformen zurücktreten.

Stammbecken und Drumlinzone.

Nur für Stammbecken gilt die Anordnung, die wir S. 16 als typisch hingestellt haben. Bei ihnen wird das Bereich der glacialen Erosion von dem Gürtel der glacialen Aufschüttung durch eine Zone getrennt, welche in den Drumlin akkumuliertes Material mit den Formen zeigt, die sich nur unter dem Gletscher bilden können. Die Drumlinzone wird aber unterbrochen von den Zweigbecken; an den Seiten von diesen Furchen glacialer Erosion erstrecken sich die Drumlinhaufen, wie aus unserm Kärtchen des Inn- und Salzachgletschers (S. 129) und dem des Isargletschers (S. 177) zu ersehen ist, wo die Drumlin wegen ihrer Kleinheit natürlich nur schematisch dargestellt werden konnten. Aber auch diese Anordnung gilt nicht für alle Stammbecken. Nur im Alpenvorlande tritt sie rein entgegen; im Gebirge, wo sich zwischen den Zweigbecken Erhebungen einschalten, fehlt die Drumlinzone.

In dem Nebeneinander der aufgehäuften Drumlin und der erodierten Zweigbecken, das besonders auffallend auf der Westseite des südlichen Würmsees entgegentritt, liegt ein Problem, dessen Lösung von Bedeutung für das Verständnis des Mechanismus der glacialen Bodengestaltung werden kann. Wir beschränken uns, hier das Problem klarzustellen, da wir noch nicht über Material genug für seine Lösung verfügen. Wir möchten nur andeuten, dass, falls unsere S. 191 über die Entstehung der Drumlin dargelegte Auffassung richtig ist und dieselben den vielleicht während der Laufenschwankung angehäuften und dann vom Eise überschrittenen und modellierten Endmoränenwall darstellen, sich das Nebeneinander der Wirkungen glacialer Akkumulation und Erosion als ein Nacheinander beider Vorgänge darstellen würde; im Gebirge, wo es nicht zur Bildung zusammenhängender Eisfächer gekommen ist, würden dabei andere Formenkomplexe wie im Vorlande entstanden sein.

Schmalheit der glacialen Akkumulation.

Zu welcher Auffassung wir aber auch über die Entstehung des Drumlingürtels gelangen werden, unter allen Umständen bilden die angehäuften Moränen nur einen verhältnismässig schmalen Streifen in der Peripherie der grossen Zungenbecken. Es beschränkt sich die glaciale Akkumulation auf den schmalen Schmelzrand der Vergletscherung. Das steht im Einklang mit den neueren Untersuchungen über die gegenwärtige Moränenbildung. Bei den heutigen Gletschern geschieht der Hauptgesteinstransport in engster Verknüpfung mit dem Eise als Innen- oder als Untermoräne, und zur Ablagerung kommt all dies Material erst dort, wo das Eis schmilzt, also am Schmelzrande. Die geringe Breite der eigentlichen Moränenablagerungen steht in auffälligem Gegensatze zu den bis in weite Entfernungen hin erfolgten fluvioglacialen Aufschüttungen. Nur der kleinste Teil des vom Eise herbeigeführten Schuttes liegt noch am Ort seiner Ablagerung; das Meiste ist durch die Wasser fortgeschleppt; aber nur den groben Schotter haben wir weiter zu verfolgen vermocht; der feinere Sand und der Schlamm sind erst ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes abgelagert. Wir müssen uns an die Vorstellung gewöhnen, dass im Gebirge durch die Vergletscherung weit mehr erodiert worden ist, als wir in Ablagerungen wieder nachweisen können.

Lage der Stammbecken.

Die Lage der Stammbecken ist eine bezeichnende. Sie treten uns immer dort entgegen, wo der grosse Eisstrom sich zu verästeln oder fächerförmig auseinander zu

gehen beginnt. Dies erscheint durchaus naturgemäss. Jede Stelle, an welcher die Loslösung eines Eisastes erfolgt, bezeichnet die jähe Abnahme seiner lebendigen Kraft und damit seines Erosionsvermögens. Hier muss die von ihm bewirkte Thalübertiefung mit einem Male nachlassen und bei geringem ursprünglichen Gefälle ein rückläufiges Gefälle entstehen. Es muss das übertiefte Thal beckenförmig abschliessen. Ebenso ist klar, dass falls die Thalübertiefung eine charakteristische Form der glacialen Erosion ist, sie in gemindertem Masse die einzelnen Zweige des geteilten Gletschers bis nahe zu ihrem Ende begleiten muss, sodass hier Zweigbecken entstehen. Nur sollten diese Zweigbecken als stumpfe Ausläufer des Stammbeckens erscheinen, während sie vielfach von demselben durch Aufragungen getrennt sind, wie wir es in den Gebieten des Traun- und des Isargletschers gesehen haben.

Trennung der Zweigbecken vom Stammbecken.

Die Trennung der Zweigbecken vom Stammbecken führt sich in beiden Fällen auf verschiedene Ursachen zurück. Im Traungebiete sich fächerförmig ausbreitend, ist das Eis von einem Thale aus in Nachbarthäler eingedrungen, wobei es Wasserscheiden überschreiten musste. Es hat dieselben nicht ganz abzutragen vermocht, sie sind stehen geblieben als die Scheiden zwischen dem Stammbecken von Ischl und dem Atter- und dem Mondsee. Im Isargebiete hingegen werden die Stammbecken am Ausgange der Gletscherthäler von den Zweigbecken im Alpenvorlande durch Höhen der älteren Molasse getrennt; sie begrenzen das Murnauer Moos und das Kochelseebecken gegen Norden und die Furchen des Ammersees und Würmsees gegen Süden. Es knüpft sich hier die Grenze der Stamm- und der Zweigbecken an Gesteinsverschiedenheiten; sie sind durch eine Rippe von gewaltiger Ausdehnung getrennt, quer über welche die Bahn der alten Gletscher nur als breite Furche verläuft.

Eine derartige Entwicklung kann nicht überraschen. Wenn sich die Thalübertiefung auf einen besonderen Erosionsvorgang zurückführt, so muss sie in gleichem Masse von der Stärke der erodierenden Kraft wie von dem Widerstande abhängen, den letztere gefunden hat. Dass aber die einzelnen Gesteine sich gegenüber einer glacialen Erosion ähnlich verschieden verhalten werden, wie gegenüber der fluviatilen, kann wohl ohne weiteres zugegeben werden, nur dass wir nicht unbedingt den Grad der Widerstandsfähigkeit in beiden Fällen als gleich gross ansehen dürfen. Wir wollen in dieser Richtung hervorheben, dass sich im Bereiche aller von uns betrachteten Eisströme die meist mergeligen Gesteine der Flyschzone als sehr wenig widerstandsfähig erweisen. Sobald wir in einem Gletscherthale aus der Kalkzone in die Flyschzone übertreten, beginnt es sich zu erweitern und zu jenem Ausgangstrichter zu verbreitern, den wir allenthalben dort angetroffen haben, wo Eisströme das Gebirge verlassen haben. Ganz anders verhalten sich die Gesteine — meist Sandsteine und Konglomerate — der älteren Molassenzone. Wo diese in stattlicher Breite vorhanden ist, riegelt sie die Ausgangstrichter ab, so wie wir es nicht bloss im Isargletschergebiete, sondern auch weiter westlich, im Bereiche des Lech- und des Illergletschers wahrnehmen. Wo hingegen, wie beiderseits des Innthales, die Molassenzone in mergeliger Ausbildung vorliegt, da fehlt auch jene Abriegelung, und es greift das Stammbecken quer durch sie hindurch. Sobald sich aber, wie vor dem Ausgange des Chiemsee-Achenthales, in ihr Lagen von Sandstein einstellen, da hebt sie sich in Gestalt von Rippenbergen wieder hervor. Es erscheinen die mergligen Gesteine weniger widerstandsfähig gegenüber glacialer Erosion, als Sandsteine und Konglomerate. Da nun die obere Süsswassermolasse vornehmlich

aus Mergeln zusammengesetzt ist, musste in ihr die Thalübertiefung, welche im Bereiche der älteren Süsswassermolasse nur Zungenfurchen schuf, wieder zur Bildung von Zweigbecken führen.

Radiale Zweigbecken in den Gletscherfächern.

Nicht ohne weiteres verständlich ist das Auftreten deutlich begrenzter Zweigbecken im Bereiche der grossen subalpinen Gletscherfächer. Man sollte erwarten, dass hier das grosse Stammbecken allmählich austönt; für die Entwicklung besonderer Zweigbecken findet sich in der Art der Gletscherverbreitung keine Veranlassung, und eine solche ist im Inngletschergebiete auch nicht durch die wechselnde Gesteinsbeschaffenheit gegeben. Gleichwohl ist hier das grosse Stammbecken, wie unsere Fig. 22 S. 129 erkennen lässt, mit einem Halbkreise strahlig angeordneter Zweigbecken umgeben. Gleiches wiederholt sich, wie bereits von Brückner gezeigt, im Bereiche des subalpinen Salzachgletschers, der sich lediglich über die obere Süsswassermolasse erstreckte.

Wir werden dem Verständnisse dieser Erscheinung näher geführt, wenn wir uns vorstellen, dass eine neue Vergletscherung käme und sich im alten Moränengebiete verbreitete. Sie findet hier bereits eine ganz bestimmte Oberflächengestaltung vor: das Stammbecken ist zugleich im grossen und ganzen das hydrographische Zentrum der Zweigbecken. Die den letzteren entströmenden Gerinne haben kleine Thäler eingeschnitten, die sich nach dem Stammbecken richten. In diese zentripetalen Bahnen fluviatiler Erosion wird das kommende Eis eindringen ehe es die dazwischen gelegenen Riedel überflutet; es wird in ihnen immer grössere Mächtigkeit besitzen, als über letzteren, daher in ihnen eine stärkere lebendige Kraft entfalten und stärker erodieren. Sie werden daher in Zweigbecken umgestaltet werden. Nun wissen wir, dass der letzten Vergletscherung andere Vereisungen vorausgegangen sind, die sich jeweils auf dem Alpenvorlande ausbreiteten. Eine jede wird ihr Stammbecken gebildet haben; der Boden des Stammbeckens der ersten Vereisung wird allmählich in der Richtung auf den Saum des Eisfächers angestiegen sein, nach dem Schwinden des Gletschers werden sich hier zentripetale Gerinne entwickelt haben, deren Lauf im Eisfächer der nächsten Vergletscherung einen mächtigeren Strang an sich zog und durch denselben stärker verändert wurde, als das dazwischen gelegene Land. So wurden aus zentripetalen Wasserläufen radial angeordnete Zweigbecken, und diese ihrerseits wurden von einer nächsten Vergletscherung weiter ausgestaltet. Die radiale Stellung der Zweigbecken in einem Halbkreise um ein rundliches Stammbecken erklärt sich daraus, dass wir es in den grossen Zungenbecken nicht mit dem Werke einer, sondern wiederholter Vergletscherungen zu thun haben, welche durch eisfreie Interglacialzeiten getrennt waren. In letzteren entfaltete sich fluviatile Erosion an den Beckenrändern, während die Beckenmitte zugeschüttet wurde. Jede neue Vergletscherung furchte die Beckenmitte, das Stammbecken, von neuem aus und erweiterte die Werke der fluviatilen Erosion an den Beckenrändern zu Zweigbecken. Dieser Gang der Ereignisse ergiebt sich nicht bloss deduktiv aus der Aufeinanderfolge der Vergletscherungen, die wir unterscheiden konnten, er ist auch repräsentiert durch Ablagerungen; die mächtigen Deltas der Biber- und der Salzburger Nagelfluh, deren interglaciales Alter wir nunmehr durch Beobachtungen feststellen konnten, vergewissern uns von der Existenz wannenförmiger Stammbecken in der Interglacialzeit zwischen der Riss- und Würm-Eiszeit.

Die hier entwickelten Anschauungen über das Verhältnis der Stamm- und Zweigbecken sind teilweise bereits in unseren früheren Arbeiten ausgesprochen worden. Die geringe Widerstands-

fähigkeit des Flysches, die grössere der Molassengesteine ist bereits V. D. A. S. 364 erwähnt; die geschilderte Entstehung der radialen Zweigbecken in Gletscherfächern ist ebenda S. 344 angedeutet und dann von Brückner näher erörtert (Vergletscherung des Salzachgebietes S. 117). Während wir beide aber früher das interglaciale Alter der Biber und Salzburger Nagelfluh nur deduktiv erschlossen, konnten wir es nunmehr durch Beobachtungen sicher stellen; damit erscheint ein Kreuzbeweis für die Richtigkeit unserer Ansichten gegeben.

Beeinflussung durch ältere Vergletscherungen.

Dass auch sonst die älteren Vergletscherungen die jüngeren in ihrer Entwicklung beeinflussten, haben wir dort gesehen, wo der Moränengürtel einer jüngeren Vergletscherung in das Zungenbecken einer älteren hineingebaut ist, wie namentlich am Gmundener See. Andererseits sahen wir im Bereiche des Isargletschers, wie dieser sich zur Riss-Eiszeit an den Endmoränen der Mindel-Eiszeit gleichsam staute und ihnen seitlich auswich. Es danken unsere grossen Zungenbecken nicht einer einzigen, sondern vier aufeinander folgenden Eiszeiten ihre Entstehung, und deswegen kann nicht Wunder nehmen, dass ihr Bau auch im Bereiche homogener Gesteine ein ziemlich komplizierter ist, den im einzelnen zu entschleiern zukünftigen Arbeiten überlassen sein muss.

Wannen in den Zungenbecken.

Wie verschieden sich auch die Einzelheiten in der Gliederung unserer grossen Zungenbecken verhalten, so kehrt doch bei ihnen allen die Neigung zur Wannenbildung wieder. Allerdings liegen geschlossene Hohlformen nur noch in einzelnen Fällen vor, meist haben wir es mit offenen Becken zu thun. Aber hier vergewissern uns Deltabildungen oder die Mächtigkeit der Beckenausfüllung, dass früher einmal Wannen bestanden, die weniger durch Einschneiden der Abflüsse, als durch Zuschüttung zum Verschwinden gebracht worden sind, wie z. B. im Salzburger und im Rosenheimer Becken. Dies ist namentlich, wie bereits früher ausgeführt (V. D. A. S. 366), dort geschehen, wo die Zungenbecken von grösseren, geröllreichen Flüssen durchmessen werden; die Wannen haben sich nur im Bereiche kleinerer Gerinne erhalten. Das beste Beispiel dafür ist der Würmsee, dessen Einzugsgebiet nur viermal so gross ist, als sein Spiegel; aber auch der Ammersee, der Tegernsee und der Schliersee haben kleine Einzugsgebiete, und selbst das des Chiemsees ist im Vergleiche zu dem des erloschenen Rosenheimer oder Salzburger Sees klein. Im Salzkammergute ferner haben Fuschl-, Irr-, Mond-, St. Wolfgang- und Attersee sehr kleine Zuflüsse; nur der Gmundener See hat ein grösseres Einzugsgebiet, in diesem aber durchmessen die Gerinne mehrfach Klärungsbecken. Gleichwohl möchten wir die Wannenform nicht als unbedingtes Erfordernis eines glacialen Zungenbeckens ansehen. Halten wir uns nur vor Augen, dass es im wesentlichen infolge der Thalübertiefung zustande kommt. Nur wenn durch letztere die Sohle eines Gletscherthales tiefer gelegt wird, als sie weiter thalabwärts im unvergletscherten Lande liegt, kommt es zur Wannenbildung. Falls aber die Übertiefung dazu nicht ausreicht, falls sie infolge geringer Gletscherkraft oder grossen Widerstandes zu klein, oder falls das Gefälle des Gletscherthales ein so steiles ist, dass eine sehr grosse Erosion nötig ist, um seine Sohle in einer oberhalb gelegenen Partie unter die einer unterhalb befindlichen Strecke einzutiefen, so entsteht keine Wanne. Weil die Vergletscherung sich auf ein verhältnismässig sanft ansteigendes Gelände erstreckte, ist es auf der Nordseite der Ostalpen so regelmässig zur Wannenbildung in den Zungenbecken gekommen.

Rippeninseln in den Zungenbecken. Selektive Erosion.

Mit den grossen Wannen in den Zungenbecken steht das Vorkommen einzelner inselförmiger Aufragungen in ihnen in auffälligem Gegensatz. Ihr Auftreten ist kein

regelmässiges; bald fehlen sie ganz, bald sind sie ziemlich häufig. Es wird beherrscht von der Gesteinsbeschaffenheit im Zungenbecken. Wo sich letztere in ziemlich gleichmässige Schichten erstrecken, werden sie vermisst, so im Bereiche des Würmsees und des Ammersees; wo sich hingegen jene über verschiedenartige Gesteine ausdehnen, werden sie um so häufiger, je mannigfaltiger die Gesteinsbeschaffenheit ist, je mehr widerstandsfähige Schichtglieder im Bereiche leichter zerstörbarer vorhanden sind. Hier verknüpft sich ihr Auftreten mit einer deutlichen Rippung an den Flanken der übertieften Becken, welche von gleichen Regeln beherrscht wird, weswegen wir unsere Inselberge als Rippeninseln oder Rippenberge bezeichnen. Dazu kommt, dass sie in der Regel nicht über das Niveau der präglacialen Landoberfläche aufragen. Sie sind daher nicht etwa Partien, welche von der glacialen Erosion verschont geblieben sind, sondern solche, die gleich den Rippen weniger erodiert worden sind, als ihre Umgebung. Sie bekunden ebenso wie die Rippen, dass das Wesen der glacialen Erosion nicht in einem gleichmässigen Abhobeln des Landes, sondern in einem Herauspräparieren widerstandsfähigerer Partien aus einer minder resistenzfähigen Umgebung besteht, wobei auch die letztere eine Erosion erfährt. Wir haben es ebenso mit einer selektiven Erosion im einzelnen zu thun, wie wir sie bereits bei der Trennung der Stamm- und Zweigbecken kennen gelernt haben, und wie sie auch dem rinnenden Wasser eigentümlich ist. Überspült letzteres beispielsweise ein aus Holz gebautes Wehr, so wäscht es die Köpfe der Nägel, mit denen die Bohlen befestigt sind, gleich den Astpartien derselben aus dem weichen Holze heraus.

Eine genaue Untersuchung des Materiales unserer Rippeninseln und Rippen dürfte näheren Einblick in den Grad der Resistenzfähigkeit der einzelnen Gesteine gegenüber der glacialen Erosion gewähren. In einigen Fällen liegt die Sache schon klar. Kapuzinerberg und Schlossberg in Salzburg bestehen z. B. aus Triasgesteinen, die inmitten leicht zerstörbarer Mergel der oberen Kreide auftreten; warum wir aber z. B. im Ausgangstrichter des Loisachthales, im Murnauer Moose einzelne Rippeninseln mitten im Flyschgebiete finden, kann erst durch nähere Untersuchungen festgestellt werden, wobei das Augenmerk speziell auf die Widerstandsfähigkeit des Materials jener Inseln zu lenken ist. Ähnlich verhält es sich mit den Rippeninseln von mariner Molasse im Chiemsee. Dass selbst Quartärgebilde als solche Erhebungen auftreten können, lehren der Biberhügel bei Brannenburg sowie der Rainberg und Mönchsberg in Salzburg, die aus der interglacialen Delta-Nagelfluh bestehen. Mutmasslich liegen hier besonders fest verkittete Partien derselben vor, die ähnlich wie die Molassennagelfluh der Erosion getrotzt haben.

Firngrenze zur Würm-Eiszeit.

Die Verfolgung der alten Gletscher hat uns ermöglicht, für eine Reihe von Fällen die Höhen der zugehörigen Schneegrenzen zunächst für die Würm-Eiszeit zu bestimmen. Sie liegt nicht im ganzen Gebiete gleich hoch, aber dort nicht am tiefsten, wo die Gletscherentwicklung die bedeutendste war. Wir fanden sie im Westen auf den Algäuer Vorbergen genau so hoch, wie im Osten am Gmundener See oder nahe den kleinen Gletschern des Kremsgebietes, nämlich allenthalben in rund 1000 m Höhe. Dagegen erscheint sie in den subalpinen Regionen tiefer als inmitten der Kalkalpen; sie steigt südwärts an. Bereits in den Tegernseer Bergen bestimmten wir ihre Höhe zu 1200 m, und indem wir die österreichischen Kalkalpen im Steyr- und Ennsthale querten, sahen wir sie sich allmählich von 1000 auf 1400 m Höhe heben. Beide Eigentümlichkeiten teilt die Würm-Schneegrenze mit der heutigen. Letztere liegt wie Eduard Richter[1]) gezeigt, im Westen in den Algäuer Alpen ebenso hoch wie im Osten in den Salzburger Kalk-

1) Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888. Taf. 4.

alpen, nämlich in 2500 m Höhe; sie steigt südwärts ziemlich rasch an, und zwar am raschesten dort, wo das Gebirge sich am steilsten erhebt. In der Silvrettagruppe liegt sie bereits 400 m höher als 25 km weiter nördlich in den Lechthaler Alpen. Die Schneegrenze der Würm-Eiszeit verläuft ungefähr parallel der heutigen in einem senkrechten Abstande von rund 1300 m unter ihr. Dieser Abstand kann uns als ein Massstab zum Vergleiche des Klimas der Würm-Eiszeit mit dem heutigen dienen.

Grenzen zwischen Nähr- und Abschmelzgebiet auf der eiszeitlichen Gletscheroberfläche.

Im Verein mit den Daten, die wir über den Anstieg der grossen Gletscher gewonnen haben, gewähren uns die über die Höhenlage der eiszeitlichen Schneegrenze gewonnenen Werte ein Mittel, um wenigstens in grossen Zügen den Verlauf der Firnlinie auf der eiszeitlichen Gletscheroberfläche zu verfolgen. Im Iller-, Lech- und Isargebiete ist dieselbe beim Betreten des Alpenvorlandes schwerlich bis unter die Schneegrenze herabgesunken gewesen, dagegen dürften die Eisfächer des Inn- und des Salzachgletschers ganz firnfrei gewesen sein. Im Salzkammergute traten die Eismassen etwa in der Gegend des Schafberges und oberhalb des Gmundener Sees aus der Firnlinie heraus, im Ennsthale oberhalb des Gesäuseeingangs. Hiernach war es im Vergleiche zur ganzen Vergletscherung nur ein verhältnismässig schmaler Saum, der als Schmelzgebiet zu gelten hat; der grösste Teil ihrer Oberfläche, im Iller-, Lech- Isar-, Inn- und Salzachgebiete der ganze im Gebirge gelegene Teil derselben fiel in das Nährgebiet, und ebenso war es mit dem grösseren Teile der Eismassen des Salzkammergutes und des Ennsthales.

Die Grenze zwischen Nähr- und Zehrgebiet der alten Gletscher fällt nicht zusammen mit der ihres Erosions- und Akkumulationsgebietes. Es haben die Gletscher auch dort, wo ihre Oberfläche unter die Firngrenze gesunken war, noch an ihrer Sohle erodiert, und nur hart an ihrem Rande akkumuliert. Aber allenthalben macht sich eine Abnahme ihrer erosiven Wirkung im Bereiche des Schmelzgebietes geltend; es tönt sich die Übertiefung aus, es stellen sich rückläufige Böschungen als Beckenabschluss ein. Die eiszeitliche Schneegrenze trennt nicht die Gebiete der Erosion und Akkumulation, sondern bezeichnet eine Stelle maximaler Entfaltung der ersteren.

Firngrenze zur Riss-Eiszeit.

An einigen Stellen haben wir auch Anhaltspunkte für die Lage der Schneegrenze während der Riss-Eiszeit gewonnen. Wir haben dieselbe nur etwa 100—200 m tiefer als die der Riss-Eiszeit anzusetzen. Dies Ergebnis ist dort gewonnen, wo die Vergletscherungen beider Eiszeiten von sehr ungleicher Ausdehnung gewesen sind. Es führt uns vor Augen, dass kleine Veränderungen in der Höhenlage der Schneegrenze zu grossen Veränderungen im Umfange der Vergletscherungen führen können. Diese erscheinen daher wenig geeignet für ein klimatisches Mass der Eiszeit. In der That haben wir gesehen, dass die Grenzen der Altmoränen bald in kurz gemessenem Abstande von den Jungmoränen verlaufen, dass sich aber bald ein namhafter Abstand zwischen beide einschaltet. Wo dies der Fall war, wie im Steyr- und Ennsgebiete, konnten wir in den orographischen Verhältnissen einen Grund für dies auffällige Verhalten finden.

III. Kapitel.

Das Nährgebiet der Vergletscherung auf der Nordseite der Ostalpen.

Ablagerungen und Formen.

Die Betrachtung der grossen Moränengebiete hat uns bereits bis an die eiszeitliche Firnlinie herangeführt. Wenn wir diese für den Haushalt des Gletschers so wichtige Scheide überschreiten, kommen wir in das Bereich einer anderen Entfaltung des Glacialphänomens. Oberhalb der Firngrenze ist nicht bloss auf jeder Stelle der Gletscheroberfläche, sondern auch auf allen darüber hinaus ragenden Erhebungen die Summe der festen Niederschläge grösser, als die Ablation; die Gletscheroberfläche selbst und ihre Umgebung tragen in gleicher Weise zur Speisung des Eisstromes bei. Während die Grenzen des Gletschers im Moränengebiete einen Schmelzrand bilden, an welchem die von ihm herbeigeführten Materialien zur Ablagerung gelangen, werden sie im Nährgebiete verschwommen; zahlreiche grosse, kleine und kleinste Zuflüsse ketten ihn auf das innigste an seine Umrahmung und erschweren seine Scheidung von derselben.

Ist es mit dem Wesen eines Gletschers unvereinbar, dass er im Firngebiete an seinen Rändern Ablagerungen anhäuft, so ist theoretisch nicht ausgeschlossen, dass solches an seiner Sohle geschieht. Er kommt hier mit der Erdoberfläche in Berührung, deren Wärmeverlust hinreicht, einige Centimeter Eis jährlich zu schmelzen. Die Möglichkeit erscheint daher hier gegeben, dass die Untermoräne austhaut und zur Grundmoräne wird; letztere kann entweder vom Eise vorwärts gepresst oder aber auch angehäuft werden. Inwiefern dieser Vorgang an heutigen Gletschern eine Rolle spielt, entzieht sich unserer Kenntnis. Die Natur bietet uns nur an den Gletscherzungen Gelegenheit, an die Sohle des Eises zu gelangen; hier aber herrschen wesentlich andere Verhältnisse, als im Firngebiete. Wie gering aber auch theoretisch der Betrag einer Schmelzung des Eises durch die Erdwärme an der Gletschersohle ist, so dürfen wir doch nicht ausser acht lassen, dass die Zeit kleine Wirkungen zu summieren vermag, und müssen unseren Blick frei halten dafür, dass das Nährgebiet eines Gletschers nicht zugleich der alleinige Schauplatz von Erosionswirkungen sei, wie umgekehrt ja auch das Schmelzgebiet sich nicht ausschliesslich als ein Feld der Akkumulation erwiesen hat. Zugleich aber ist zu berücksichtigen, dass alle die Stellen, die zwischen dem Moränengebiete der letzten eiszeitlichen Vergletscherung und den heutigen Gletschern gelegen sind, während des Rückzuges der Vereisung mindestens einmal, und, falls dieser Rückzug durch Vorstösse unterbrochen war, mehrmals in das Schmelzbereich des Eises gelangen mussten. Es konnten daher beim Schwinden der Vergletscherung Moränen dort zur Ablagerung kommen, wo das Eis vorher erodiert hatte. Diese jüngeren Moränen müssen wir natürlich scharf scheiden von denen des Maximums der Vergletscherung.

Einen festen Ausgangspunkt für diese Unterscheidung bieten uns die Zungenbecken. Hier haben wir die sich austönenden Wirkungen einer beträchtlichen glacialen Erosion kennen gelernt. Wir müssen die durch sie bewirkte Übertiefung der Gletscherthäler weiter verfolgen. Erst dann, wenn dies geschehen ist, können wir uns den Moränenablagerungen des Nährgebietes zuwenden. Liegen sie an Stellen, an denen sich keine Anzeichen glacialer Erosion finden, so ist möglich, dass sie Anhäufungen aus der Zeit der grossen Vergletscherung darstellen; das ist dann ausgeschlossen, wenn

sie am Schauplatze einer kräftigen glacialen Erosion auftreten. In letzterem Falle müssen wir sie als jünger, als das Maximum der Würm-Vergletscherung erachten, und in deren Rückzug verweisen.

Der Gang unserer Betrachtung ist daher ein wesentlich anderer, als bisher. Während wir in den Schotter- und Moränengebieten von den Ablagerungen ausgingen und dann erst die Formen würdigten, haben wir nunmehr an letztere anzuknüpfen, wenn wir erstere verstehen wollen. Zunächst betrachten wir den Rand der alten Gletscher im Nährgebiete, welches, fast ausschliesslich in den Alpen gelegen, überragt wird von deren Gipfeln. Der Gletscherrand ist daher hier zugleich auch obere Gletschergrenze. Dann lenken wir den Blick auf den Gletscherboden, welcher von den Thälern des Gebirges gebildet wird. Hierauf erst studieren wir die Ablagerungen in letzterem, und untersuchen ihr Verhältnis zunächst zur letzten Vergletscherung, ob sie derselben zuzuschreiben sind, ob sie als jünger, ob sie als älter zu gelten haben. Dabei fällt im Westen, wo die Firnlinie ungefähr am Saume der Alpen gelegen war, das ganze Gebirge in das Bereich unserer Betrachtung, während im Osten nur dessen innere Partien uns zu beschäftigen haben.

I. Die Erscheinungen an der oberen Gletschergrenze.

Ablagerungen. Einwirkung seitlicher Zuflüsse. Nunatake. Nachträgliche Umlagerung. Verschiedene Einwirkung der Seitenthäler. Aufgaben für spätere Forschung. Schliffgrenze. Verhältnis der erratischen Höhen zur Schliffgrenze. Untergrabung an der Schliffgrenze. Unsicherheit der Schliffgrenze. Rundformen über der Schliffgrenze. Kare. Verhältnis der Kare zur oberen Gletscher- und zur eiszeitlichen Schneegrenze.

Ablagerungen.

Die stattlichen Endmoränen, welche die subalpinen Gletscherzungen umwallen, setzen, wie wir gesehen, mit Annäherung an das Gebirge aus, und ebenso verschwinden die Ufermoränen, welche die Zungen der im Gebirge endenden Eisströme begleiten, sobald wir an die glaciale Firngrenze kommen. Haben wir letztere überschritten, so sind es immer nur einzelne erratische Gesteinstrümmer, die zur Festlegung der oberen Gletschergrenze dienen können. Das Eis hat an seinem Rande lediglich die Gesteinstrümmer hinterlassen, die es im Momente seines Schmelzens gerade mit sich führte. Es brauchen nicht immer Blöcke gewesen zu sein, es handelt sich meist nur um kleine Geschiebe, selten um einzelne Schutthaufen, die sich dort bilden konnten, wo durch Rückstrahlung von einer Felswand eine Schmelzkehle am Gletscherrande entstand, oder wo das Eis besonders reich mit Trümmern beladen war.

Einwirkung seitlicher Zuflüsse.

Ist die Feststellung solcher oberster erratischer Vorkommnisse naturgemäss von vielen Zufälligkeiten abhängig, so wird sie noch dadurch bedeutend erschwert, dass im Nährgebiete des Gletschers die randlichen Eisteilchen aus der Nachbarschaft kommen und deswegen meist kein ortsfremdes Material enthalten, und dass das von ihnen bewegte auf seinem kurzen Wege gewöhnlich noch nicht die für den Eistransport so bezeichnende Abnutzung erfahren hat. Es unterscheidet sich meist nur wenig, vielfach gar nicht vom gewöhnlichen Gebirgsschutte der Gegend. Nur dort, wo ausnahmsweise weiter gewanderte Eisteilchen aus der Mitte des Gletschers an dessen Rand getreten sind, reicht ortsfremdes, abgenutztes Material bis an die obere Grenze der alten Vereisung; in der Regel hört es viel tiefer auf. Diese Thatsache ist früher schon durch

Brückner[1]) bekannt geworden, und hat zu dem Nachweise geführt, dass die alten Eisströme keine einheitlichen Gebilde waren, sondern zusammengesetzt waren aus einzelnen lediglich zusammengeschweissten Gletschern, so wie es Finsterwalders[2]) seither entwickelter Theorie der Moränenbildung entspricht, und daraufhin von Ed. Richter[3]) für die alten Gletscher verlangt worden ist. Dies lässt sich am leichtesten dort erkennen, wo eine auffällige Verschiedenheit zwischen dem weniger weit und dem weiter transportierten Materiale besteht, wie z. B. in den nördlichen Kalkalpen. Dieselben wurden von zahlreichen Zweigen der aus den Zentralalpen kommenden Eismassen durchmessen. Sie gesellten dazu ihre eigenen Eismassen; diese flossen an den Thalflanken neben den zentralalpinen entlang, und hinderten letztere, ihr leicht kenntliches Urgesteinsgeschiebe in der Höhe des höchsten Eisstandes abzulagern.

Sehr deutlich zeigt sich dies am Westende des Kaisergebirges bei Kufstein auf der rechten Seite des alten Inngletschers. Hier steigt (vergl. Fig. 49) ortsfremdes Material nur wenig höher

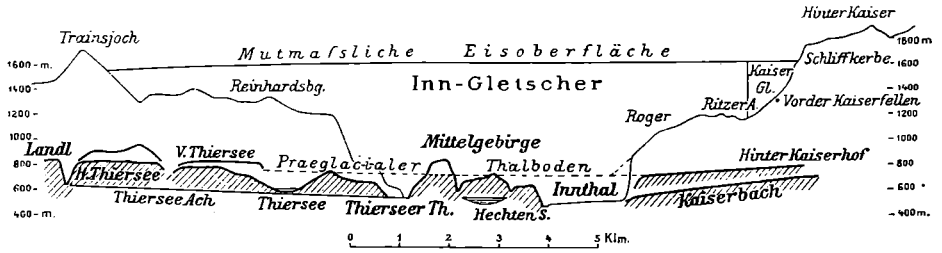


Fig. 49. Querprofil durch das Innthal unterhalb Kufstein.

als der Sattel der Ritzer Alm (1161 m) an. Bis dahin finden sich vorwiegend Geschiebe von Werfener Schiefer und Grauwacken aus dem südlich benachbarten Gebiete; zentralalpine Gesteine sind recht selten. Höher liegt bei Vorder-Kaiserfellen (1389 m) nur kalkalpines Geschiebe, und doch macht die Rundung der Bergformen im Einklange mit benachbarten Höhen erratischen Materiales sicher, dass das Eis noch etwa bis zur Naunspitze (1632 m) gereicht hat, während die Höhe des Hinterkaisergebirges selbst unvergletschert war; sie ist ein dolinenreiches Plateau; die Dolinen heissen hier Durlöcher. Es war ein vom Kaisergebirge ausgehender Eiskörper von über 400 m Mächtigkeit, welcher am Westabfalle des Plateaus die rechte Seite des Inngletschers bildete. Ganz ähnlich liegen die Dinge am Ostende der Übergossenen Alm. Hier treffen wir die obersten Schiefergeschiebe am Wege von Mitterberg zur Mitterfeldalm noch in etwa 1630 m Höhe; die Rundung der Gehänge reicht aber noch bis mindestens 1900 m Höhe; sie dürfte hervorgebracht sein durch die Eismassen der Übergossenen Alm, welche an der linken Flanke des Salzachgletschers entlang in beinahe 300 m Mächtigkeit flossen.

Nunatake.

Nur an isolierten Erhebungen, die sich wie Nunatake mitten aus der Eismasse erhoben, ohne zu deren Speisung beizutragen, konnte der Gletscher im Nährgebiete ortsfremdes Material bis zu seinem Rande bringen. An solchen Stellen können wir aus den Höhen des erratischen Materiales mit Sicherheit auf die der alten Gletscheroberfläche schliessen, vorausgesetzt, dass dasselbe zu ihnen hinauf gelangte. Das ist nicht unbedingt nötig. Ein Gletscher muss nicht immer seine Untermoräne auf eine

1) Vergletscherung des Salzachgebietes. 1886. S. 21, vergl. auch S. 25.

2) Der Vernagtferner. Wiss. Erg.-Hefte z. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. I, 1. 1897. S. 51.

3) Eiszeitforschung im Innern der Alpen. Eclogae geologicae Helvetiae. V. 1898. S. 507. Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. Erg.-Heft 132 zu Peterm. Mitt. 1900. S. 32.

ihm entgegenstehende Erhebung hinaufschleppen; geschieht dies nicht, so hängt das Auftreten von erratischem Materiale auf dem Berge lediglich von der Zufälligkeit ab, ob er in der Richtung einer schuttführenden Gletschernaht gelegen ist. Solche Nähte sind zwar in der Vergletscherung mutmasslich sehr zahlreich gewesen, da diese aus zahlreichen einzelnen Zuflüssen entstand; aber alle Innenmoränen des oberen Firngebietes wurden allmählich mit mächtigen Massen steinfreien Firnes zugedeckt und gerieten dadurch unter mächtiges reines Eis, das Einzelerhebungen umfliessen oder überfliessen konnte, ohne sie mit erratischem Materiale zu überschütten.

Möglicherweise hängt hiermit zusammen, dass wir auf der Schmittenhöhe (1968 m) bei Zell am See trotz längeren Suchens kein erratisches Material gefunden haben. Auf der linken Flanke des oberen Salzachthales, unweit des Zeller Sees, den östlichsten Gipfel des Schiefergebirges bildend, war die Schmittenhöhe jedenfalls von den mächtigen Eismassen des Salzachgletschers überflossen; darauf weist ihre rundliche Gipfelform sowie das Auftreten von Moränen an ihrer Ostflanke im Bereiche der obersten Verästelungen des Schmittenbaches. Diese Moränen bestehen ausschliesslich aus dem Schiefermaterial des Berges; wir können sie aber nicht auf einen Lokalgletscher des Schmittenthales zurückführen, da sie bis dicht unterhalb des Gipfels reichen und bereits hier ausgezeichnet geschrammte Geschiebe enthalten, welche längere Eiswirkungen voraussetzen. Sollten diese Moränen von jenem Eise gebildet und abgelagert worden sein, das sich über das aus den Hohen Tauern gekommene Eis des Salzachgletschers beim Passieren des Ober-Pinzgauer Thales gebreitet hatte? Dieses Thal ist von sehr stattlicher Breite; es dürften Jahre nötig gewesen sein, bis das Tauerneis von seinem rechten Gehänge zum linken gelangte, wobei es von mächtigen Firnmassen überdeckt werden musste. Gipfel, die in dieses Eis hineinragten, von den unteren Eispartien aber umflossen wurden, wurden zwar vergletschert, aber nicht mit erratischem Materiale bedeckt, und können nur Moränen lokalen Ursprungs tragen. Für die Schmittenhöhe ist uns dies um so wahrscheinlicher, als ihre oberste Partie sich ziemlich jähe erhebt und von den benachbarten Schieferbergen durch eine 200 m tiefer gelegene Einsattelung (1764 m) getrennt wird. Bis über das Niveau der letzteren, nämlich bis 1835 m, wurden Gneissblöcke auf der Ostseite unseres Gipfels gefunden. (W. Schjerning. Der Pinzgau. Forsch. z. d. Landes- u. Volkskunde. X. 2. Stuttgart 1897. S. 185.)

Nachträgliche Umlagerung.

Das erratische Material ist nicht bloss von Anfang an in verschiedenen Höhen, meist unter der oberen Gletschergrenze, zur Ablagerung gekommen, sondern hernach auch noch häufig bewegt worden. Selten nur hat es sich an steilen Böschungen halten können; meist ist es hier abwärts gerollt und tief unter dem Punkte liegen geblieben, an welchem es aus dem Eise austhaute; nur sanfte Gehänge haben erratisches Material in der ihm ursprünglich zukommenden Höhenlage bewahrt. Aber von hier ist es vielfach später weiter verfrachtet worden; mag es von den Bergwassern oder von Gletschern ergriffen worden sein, immer wurde es thalwärts geschleppt, von der Höhe herab, die ihm ursprünglich zukam, und diese ihrerseits war gewöhnlich schon unter der alten oberen Gletschergrenze gelegen.

Namentlich die Einzelgletscher, die sich in den einzelnen Stadien beim Schwinden der allgemeinen Vergletscherung entwickelten, haben vielfach das erratische Material der letzteren verschleppt und ganz beseitigt. Dies ist allenthalben dort geschehen, wo die durch die grosse Vergletscherung zur Seite gedrängt gewesenen Lokalgletscher jene letztere überdauerten und sich dann auf dem von ihr verlassenen Gebiete breit machen konnten.

Solches gilt z. B. von den Lokalgletschern des Kaisergebirges und der Übergossenen Alm. Vom Inn- und Salzachgletscher ganz an die Seite gepresst gewesen, haben sie sich nach dem Schwinden beider in späteren Stadien der Vergletscherung südwärts ausgebreitet und ihre mächtigen Kalkmoränen an Stellen abgelagert, wo früher jene anderen Gletscher gelegen hatten. Wo sich diese Lokalmoränen finden, fehlt erratisches Material meist gänzlich; es fehlt aber auch in den

Gebieten, von denen sie kamen. Recht lehrreich ist in dieser Beziehung die Mieminger Kette, welche den Inngletscher zwischen Fernpass und Seefelder Pass flankiert; sie wurde von ihm an ihren beiden Enden umflossen und am Marienberger Joche (1796 m) sowie auf der Niederen Munde (2065 m) überschritten. Zahlreiche Urgebirgsblöcke vergewissern, dass er auch in das Sturlthal auf ihrer Südseite eingedrungen ist. Sie reichen hier aber nur bis etwa 1500 m Höhe; dann setzen sie mit einem Male aus und wir stossen auf eine Endmoräne eines Thalgletschers, der dem Gschnitzstadium (vgl. dies. Kap. VIII) angehört. Er hat innerhalb seines Bereiches alles erratische Material ausgefegt. Ganz ebenso liegen nach O. Ampferer und W. Hammer die Dinge im Thale von Eppzirl am Westende des Karwendelgebirges. (Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. XLVIII. 1898. S. 259 [325].)

Verschiedene Einwirkung der Seitenthäler.

An den Mündungen von Seitenthälern, welche die Vergletscherung eines Hauptthales speisten, finden wir aus allen dargelegten Gründen in der Regel eine sehr beträchtliche Herabdrückung der sogenannten erratischen Höhen, und letztere erweisen sich dann als durchaus ungeeignet zur Bestimmung der oberen Gletschergrenze. Anders an den Seitenthälern, welche den Hauptgletscher nicht speisten; der letztere drang in sie ein und trug meist ziemlich reichlich erratisches Material in sie hinein. Solche Seitenthäler münden meist unweit der Stelle, wo die Oberfläche des Hauptthalgletschers sich unter die Schneegrenze senkte. So finden wir beispielsweise in den Seitenwinkeln der grossen Thäler, in welchen die einzelnen Äste des Inn- und Isargletschers das Alpenvorland erreichten, nahe am Alpenrande ziemlich reichlich erratisches Material, und wir gewinnen hier gute Anhaltspunkte zur Bestimmung der oberen Gletschergrenze, die natürlich in diesen Seitenthälern immer niedriger gelegen gewesen sein muss, als im Hauptthale, von dem das Eis gekommen. Dringen wir dann weiter in die Kalkalpen ein, so treffen wir in solchen Seitenwinkeln fast ausnahmslos die Spuren lokaler Gletscher; wir vermissen das erratische zentralalpine Material unter Verhältnissen, bei denen wir es eben reichlich bemerkt hatten. Hier fahnden wir am besten an den Enden der Seitenkämme zwischen den Thälern, an Gehängepartien, die ins Hauptthal vorspringen, sowie an Nunataken nach den höchsten erratischen Blöcken.

Wie sehr empfindlich die obere Grenze des erratischen Geschiebes selbst für unbedeutende Ein- und Ausbiegungen des Thalgehänges ist, konnten wir 1890 am linken Gehänge des Innthales bei Innsbruck feststellen. Im Bereiche der Höttinger Alm tritt es ein wenig zurück; hier fanden wir die obersten erratischen Blöcke zentralalpinen Ursprungs in 1700 m Höhe, während wir sie wenig weiter westwärts, wo das Gehänge im Brandjochboden kaum 1 km weit vorspringt, bis über 1900 m Höhe herauf verfolgen konnten. Damit haben wir aber jedenfalls noch nicht die obere Gletschergrenze erreicht. Die kleine ebene Fläche bei Höhenzahl 1967 m der Originalaufnahme, 1972 m der Spezialkarte (Blatt 16. V. Innsbruck) macht durchaus noch den Eindruck, vergletschert gewesen zu sein. Sie hat Rundbuckelformen und setzt sich gegen das höhere, steilere Gehänge deutlich in Form einer Schliffkehle ab. A. v. Kerner verfolgte die erratischen Blöcke am Achselkopfe bis 1945 m (erwähnt von Fritz v. Kerner, die Verschiebungen der Wasserscheide im Wippthale während der Eiszeit. Sitzb. k. Akad. d. Wissensch. Wien. Math. nat. Kl. Bd. C. Abt. I. 1891. S. 455).

Aufgaben für spätere Forschung.

Es erhellt aus unsern Darlegungen, in welch seltenen Fällen das erratische Material uns einen sicheren Anhaltspunkt zur Bestimmung der oberen Gletschergrenze gewährt, und wie wenig Schwankungen in seiner Höhe auf entsprechende Schwankungen der Gletscheroberfläche oder gar auf nachträgliche Krustenbewegungen zu folgern gestatten. Die Bedeutung des Wechsels der erratischen Höhen liegt in anderer Richtung. Sobald erratisches Material sich an seiner ursprünglichen Ablagerungsstätte befindet, gewährt uns seine Höhenlage einen wichtigen Anhaltspunkt, um die Zusammensetzung der grossen

Eisströme aus einzelnen Zuflüssen zu erweisen; sie wird einmal ermöglichen, die Entstehung und Bestandteile der grossen Eismassen näher kennen zu lernen. Jetzt aber sind wir von derartigen Untersuchungen noch weit entfernt; sie setzen eine genaue Kenntnis der im ganzen Thalgebiete auftretenden Gesteine voraus, wie sie nur der Geologe erhalten kann, der das Thalgebiet näher untersucht. Für die geologische Spezialaufnahme bietet das erratische Material eine ganze Fülle anziehender Probleme. Möchten sie seiner Zeit aufgegriffen werden. Einstweilen kann uns die Verfolgung des erratischen Materiales nur in den allgemeinsten Zügen aufklären über die Mächtigkeit der Vereisung, die Wege, die sie eingeschlagen hat, und nur an einzelnen Stellen über ihre Zusammensetzung.

Wie verschieden die Höhenlage des erratischen Materiales in einem engeren Gebiete ist, hat Fritz von Kerner für die Umgebung des Brenner gezeigt (Das Glacialerratikum im Wippthalgebiete. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1894. S. 257). Unter den zahlreichen von ihm vorgenommenen Bestimmungen der erratischen Grenzen, von denen 35 in über 1700 m Höhe liegen, kommen nur 5 für die Festlegung der Höhe der Vergletscherung in Betracht; an 10 Gehängen fand er die obersten erratischen Geschiebe in weniger als 1700 m Höhe oder überhaupt kein erratisches Material.

Schliffgrenze.

Haben die Gletscher an ihren Ufern im Nährgebiete naturgemäss nur unbedeutende Ablagerungen hinterlassen, so tritt um so deutlicher hier ihre bodengestaltende Thätigkeit entgegen. So weit sie das Land zudeckten, haben sie es abgeschliffen; alles Gelände, das über sie aufragte, hat die von der Verwitterung gebildeten Formen. Dies ist bereits von den ersten Eiszeitforschern hervorgehoben worden. „Man begegnet die Schliffspuren von der Thalsohle bis zur oberen Grenze der erratischen Erscheinungen. Oberhalb dieser Linie ist die Felsoberfläche rauh, wie frischer Bruch", schreibt J. de Charpentier 1841.[1]) Unsere Lehrbücher gedenken der scharfen Grenze zwischen den vom Eise geschaffenen Rundbuckelformen und den steilwandigen Gipfelformen in alten Gletschergebieten.[2]) Ed. Richter hat diese Grenze sehr bezeichnend Schliffgrenze genannt.[3]) Sie tritt auch in den Ostalpen als eine auffällige Linie in der Physiognomie des Gebirges entgegen, wie bereits 1856 von B. Studer[4]) für Tirol und Kärnten bemerkt worden ist; im Innthale ist sie 1872 von Gümbel[5]) beobachtet worden, und ihr Vorhandensein wurde 1882 neuerlich bemerkt, indem zugleich hervorgehoben wurde, dass die Rundung der Gehänge nachträglichen Zerstörungsprozessen vielfach zum Opfer gefallen ist (V. D. A. S. 52 u. 91). Weiter stellte sich heraus, dass die gerundeten Formen sich vielfach über die erratischen Grenzen erheben (S. 31).

Verhältnis der erratischen Höhen zur Schliffgrenze.

Diese Thatsache beherrscht das gegenseitige Verhältnis von Schliffgrenze und erratischem Materiale fast regelmässig. Nur ganz selten kann man letzteres so hoch hinauf verfolgen, als die Rundung der Berggehänge reicht. Aber während nach unsern ältern Untersuchungen der Spielraum zwischen beiden Grenzen sich auf einige hundert Meter zu belaufen schien, und wir daher zögerten, die Schliffgrenze zu einer sicheren

1) Essai sur les glaciers. 1841. S. 166.

2) z. B. Neumayrs Erdgeschichte. 1. Aufl. 1886. I. S. 511.

3) Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. 1900. S. 36.

4) Über Gletscherschliff. Mitt. naturf. Gesellsch. Bern. 1856. S. 37.

5) Gletschererscheinungen aus der Eiszeit (Gletscherschliffe und Erdpyramiden) im Etsch- und Innthale. Sitzber. math.-phys. Kl. d. Akademie d. Wiss. München. 1872. S. 354.

Kargletscher, Schliffkehlen (K) und Ufermoränen (M) unter der Wildspitze im Venter Thale.
(Nach einer Photographie von Fr. Gratl in Innsbruck.)

Bestimmung der oberen Gletschergrenze zu verwerten, ist durch die Fortsetzung unserer Studien jener Spielraum erheblich eingeengt worden. Es hat sich herausgestellt, dass die oberen erratischen Blöcke im Innthale viel höher liegen, als wir 1882 berichten konnten, und mehrfach haben wir sie bis ziemlich nahe an die Schliffgrenze verfolgen können. Warum sie nur ausnahmsweise bis an dieselbe heranreichen, suchten wir eben darzuthun.

Untergrabung an der Schliffgrenze.

Das morphologische Kennzeichen der oberen Schliffgrenze ist das einer hier stattgehabten Untergrabung. Bis zu seinem Rande hin hat das Eis den Berghang abge-

Fig. 50. Schliffbord und Schliffkehle im Langenthale bei der Nürnberger Hütte.
Nach einer Photographie von Würthle & Sohn in Salzburg.

schliffen und dadurch erniedrigt. Dabei sind die höheren Gehängepartien untergraben worden. Sie setzen sich mit einem Steilabfalle gegen die abgeschliffenen Partien ab, die ihrerseits gelegentlich einen verhältnismässig ebenen Schliffbord zeigen. Ist letzterer breit und ausgedehnt, so sieht man eine förmliche Schliffkehle, die sich mit sanftem Gefälle thalauswärts senkt.

So ist es auf der linken Seite des Rofenthales, einer der obersten Verästelungen des Ötzthales. Man wandert von der Breslauer Hütte (2848 m) zum Platteiberge (2725 m) am Fusse steiler, von Karen unterbrochener Abfälle entlang, der in etwa 2900 m Höhe verläuft (vergl. das nebenstehende Vollbild). So auch ist es nahe der Wurzel des Langenthales, eines Quellthales des grossen Stubaier Thales. Fig. 50 zeigt uns, wie hier das Bett des alten Langenthalgletschers in Gestalt

einer grossartigen Rundhöckerfläche jäh zusammenstösst mit dem viel steiler sich erhebenden Gletscherufer, sodass hier eine deutliche Schliffkehle vorliegt, die wir ziemlich weit aufwärts am Abfalle der Urfallspitze entlang bis nahe an das Firnfeld des Grüblferners verfolgen können. Dabei ist die Rundhöckerfläche ein Schliffbord und nicht etwa die Sohle des vergletschert gewesenen Thales; diese liegt 150—200 m tiefer auf der linken Seite unseres Bildes. Gleiches wiederholt sich an der Wurzel des Gschnitzthales, gleichfalls in den Stubaier Alpen. Hier steht die Bremer Hütte auf einer ganz prachtvollen Rundbuckellandschaft. Etwa 200 m über den benachbarten Thalverästelungen sich als breiter Schliffbord erstreckend, setzt sie sich scharf ab gegen den zackigen Grat, der von der inneren Wetterspitze nach Osten läuft. Der Schliffbord ist der bevorzugte Standpunkt für die hochgelegenen Alpenvereinshütten der Ötzthaler Alpen. Auch die Karlsruher und Würzburger Hütte liegen auf ihm.

Dort, wo das Eis einen scharfen Sporn oder ein ausspringendes Eck im Gehängeverlaufe passierte, beschränkt sich die Kehle auf eine kleine Kerbung: es wird der sanfte Anstieg des Kammes mit einem Male durch einen steilen ersetzt, und seine bis dahin rundlichen Formen weichen zackigen. Recht deutlich tritt uns eine solche Schliffkerbe am Kaisergebirge entgegen. Wir erwähnten schon, wie am Hinteren Kaisergebirge die Rundformen bis zur Naunspitze ansteigen und dann von jäh aufsteigenden abgelöst werden. Auch im Wilden Kaiser reichen die Hochgebirgsformen nur bis zu einer gewissen Höhe herab, und an den zackigen Kamm schliessen sich im Osten und Westen, wo er vom Eise umflossen wurde, breitere Bordflächen an. Die westliche, an den Zettenkaiser gelehnte, erhebt sich auf über 1700 m. Wo eine deutliche Bordfläche fehlt, ist meist auch der Steilabfall der Kehle nicht vorhanden. Aber auch dann noch erkennt man am Thalgehänge gewöhnlich die Schliffgrenze. Die über ihr gelegenen Partien sind von zahlreicheren Wasserrissen durchfurcht als die tieferen. Die Schliffgrenze trennt dann reichlich gegliederte Gehänge von mehr einheitlich gestalteten. Recht deutlich sieht man dies an dem Gehänge, das Innsbruck im Norden überragt: Bis 2000 m Höhe herab eine Menge Runsen und kleine Riedel dazwischen; tiefer plumpere Formen. In solchen Fällen erscheint die Schliffgrenze wol auch als ausspringende Kante: Sie scheidet Gebiete, die vom Wasser bis zum Rande des Eises hin abgeböscht sind, von solchen, die unter letzterem erodiert wurden. Immer wiederholt sich die Thatsache, dass bis zur Schliffgrenze hinauf stattliche Erosionswirkungen reichen, die bei einer entsprechenden Steilheit der Gehänge zu einer Untergrabung derselben führen.

Davon konnten sich die Teilnehmer der Gletscherkonferenz im August 1899 an der Zunge des Rhonegletschers überzeugen. Das linke Gehänge ist im eisfrei gewordenen Gebiete vom Gletscher untergraben, und, soweit das Eis gereicht hat, steiler als darüber. Die untergrabene Partie ist teilweise bereits abgebrochen, zum anderen Teile in Bewegung begriffen. Ein auf ihr befindliches Signal der Rhonegletscher-Vermessung hat sich seit seiner Errichtung um 4 m seitlich in der Richtung auf das Thal und 1,3 m abwärts bewegt. Eine ausspringende Schliffgrenze zeigt Fig. 55 S. 306 unter der Rumerspitze am linken Innthalgehänge.

Unsicherheit der Schliffgrenze.

So auffällig die Schliffgrenze als Scheide zwischen den mehr rundlichen und den zackigen Gehängeformen der vergletschert gewesenen Thäler im Landschaftsbilde hervortritt, so wenig scharf ist sie vielfach im einzelnen Falle feststellbar. Die Gletscherschliffe mit ihren polierten Flächen, ihren Schrammen und Kritzen sind von den Rundbuckelformen fast regelmässig infolge der Verwitterung geschwunden; die Rundbuckel selbst sind häufig durch die Wirkungen des Spaltenfrostes zerklüftet und heben sich daher von den höher gelegenen Abbruchformen nicht mehr deutlich ab, oder auch es haben die letzteren ihre Zackigkeit verloren. In der Nähe der Schliffgrenze ist man daher vielfach in Verlegenheit, an welcher Stelle sie anzusetzen ist. Dazu kommt,

dass sie nicht selten nachträglich durch Wasserrisse oder Bergstürze, sowie durch spätere Gletscher, welche an den Thalgehängen herabhingen, zerstört worden ist und manchmal überhaupt fehlt. Letzteres gilt insbesondere in Schiefergebieten; möglicherweise ist sie hier von vornherein nicht so scharf ausgebildet gewesen, wie auf Granit, Gneiss oder Kalkstein.

Rundformen über der Schliffgrenze.

Wenn nun auch unter der Schliffgrenze rundliche, über ihr zackige Bergformen herrschen, so ist sie doch keineswegs die absolute Scheide zwischen jenen beiden Formentypen. Zackige Formen begegnen wir allenthalben dorten, wo der Abbruch von Gehängepartien durch irgend einen Untergrabungsprozess eingeleitet worden ist, also beispielsweise unten in den Thälern, wo der Bach sein Ufer unterwäscht. Andererseits erheben sich rundliche Bergformen gelegentlich über die Schliffgrenze, die dann an ihren Gehängen als ein meist unbedeutender Gefällsbruch entlang zieht (vergl. Fig. 53 u. 59). Solche Erhebungen danken ihre rundliche Gestalt nicht dem Eise der letzten Vergletscherung. Sie haben durch dasselbe eher von ihrer früheren Rundung verloren, indem es die Schliffkehle einschnitt, an die sich Ansätze von zackigen Formen knüpfen. Sie mahnen uns zur Vorsicht, aus Rundformen allein auf die obere Gletschergrenzezu schliessen.

Kare.

Die Schliffgrenze ist naturgemäss nur dort entfaltet, wo das Eis an den Thalgehängen entlang glitt. Sie fehlt daher an den eigentlichen Wurzeln der Gletscher, wo sich die Eisteilchen vom Gehänge weg bewegten, so wie es heute an der Peripherie der Firnfelder der Fall ist. An den entsprechenden Stellen finden sich im Bereiche der alten Gletscher, sofern wir nicht heutige Gletscher antreffen, die charakteristischen Gehängezirken der Kare. Es sind Nischen in den Gehängen, welche rückwärts meist von steil ansteigenden Felswänden umrahmt werden, und sich nach vorwärts in stattlicher Breite gegen das viel tiefer eingeschnittene Gletscherthal öffnen. Die in halbkreisförmiger bis hufeisenförmiger Krümmung verlaufende Wand der Nische, die Karwand, umrandet einen breiten Karboden, welcher durch eine häufig steil abfallende Stufe vom Boden des benachbarten Thales getrennt ist. Er steigt bald ziemlich steil an, bald ist er wannenförmig eingesenkt und birgt dann in der Regel einen See. Der den letzteren begrenzende Riegel bildet dann die scharfe Grenze des Kars gegen das tiefer gelegene Thal. Grosse Kare haben meist einen abgestuften Boden. Manchmal ist dann jede Stufenfläche wannenförmig vertieft und trägt bei undurchlässigem Gesteine einen See. Solch grosse Treppenkare können von den abgestuften Thalschlüssen nicht mehr scharf unterschieden werden, welche im Gletschergebiete recht häufig sind.

In den Karen setzt die Schliffgrenze aus. Die zackigen Formen des über ihr gelegenen Geländes reichen in der Karwand bis an den Karboden herab, welcher, als ein Stück Gletscherboden, häufig mit Rundbuckeln und Gletscherschliffen überdeckt ist. Letztere laufen karauswärts, sind also senkrecht zu dem Teile der Karwand, welcher das Hintergehänge bildet, aber parallel zu beiden vorwärts gebogenen Flügeln gestellt, und hier beginnen gelegentlich Anzeichen einer Schliffgrenze. An der Hinterwand hingegen fehlen alle Anzeichen einer solchen. Allmählich stellt sich in ihrer Fussregion, sofern diese nicht verschüttet ist, die Schrammung ein; erst sind es einzelne Vorsprünge, die abgeschliffen sind, dann breitere Flächen, schliesslich entwickeln sich Rundbuckel. Abbruch der Wand und Abschleifung ihres Fusses greifen ineinander ein.

Kare können nahezu in allen Teilen unserer Alpen studiert werden; sie sind nicht bloss, wie Rothpletz (Das Karwendelgebirge. Zeitschr. d. D. u. Ö. Alpenvereins. 1888. S. 401 [465]) bemerkt, Eigenheiten des Karwendelgebirges, das nach ihnen seinen Namen hat. Wir treffen sie ebensowohl in den Zentralalpen wie in den Kalkalpen in völliger Unabhängigkeit vom Gesteinscharakter und vom Schichtbau des Gebirges.

Ihre Gestaltung ist bei gleichbleibendem Grundplane eine äusserst mannigfaltige, indem bald die Karwand deutlich in eine Hinterwand und zwei Seitenwände zerfällt, bald wieder ein einziges Amphitheater bildet, indem ferner selbst benachbarte Kare ganz verschiedene Entwickelung des Bodens zeigen. Als Beispiele mögen einige Kare der Mieminger Kette dienen, die sich auf der Nordseite des Innthales parallel zum Wettersteingebirge erstreckt (vergl. Fig. 61). Das Igelskar hat einen ziemlich steil ansteigenden Boden, das Prandlkar zeigt bereits eine kleine wannenförmige Vertiefung in demselben. Das Kar der Seebenalm verläuft stufenförmig und hat auf seinem Boden in verschiedenen Höhen den malerischen Seebensee (1650 m) und den romantischen Drachensee. Während das Prandlkar glatt ausgescheuert ist und deswegen das Verhältnis der Karwandungen zu den Gletscherschliffen deutlich zeigt, ist das Igelskar ganz mit jüngerem Moränenschutt überdeckt.

Verhältnis der Kare zur oberen Gletscher- und zur eiszeitlichen Schneegrenze.

Die Karböden liegen allenthalben mehr oder weniger tiefer, als die erratische Grenze des Thales, das sie begleiten. Dies kann nicht anders erwartet werden, da in den Karen die kleinen Zuflüsse des Thalgletschers wurzelten. Das erratische Material des letzteren dringt daher auch nicht in sie hinein; was in ihnen an Moränenschutt lagert, stammt aus ihnen und ist von ihren Eismassen hinterlassen, die sich in ihnen manchmal viel länger gehalten haben, als der benachbarte Thalgletscher existierte. Die Schliffgrenze wird durch die Karöffnungen gleichfalls unterbrochen. Dort, wo sie dicht nebeneinander gedrängt sind, ist jene vielfach kaum noch kenntlich.

So ist es z. B. im Gaisthale nördlich der Mieminger Kette. An seinem Gehänge lassen uns die Rundung der Formen, z. B. am Taja-, Igls- und Breitenkogl (Fig. 61), und einzelne Moränenspuren auf einen Gletscherstand von 2100 m Höhe schliessen. Dabei aber senken sich die Böden der oben erwähnten Kare auf 1900 m herab. Nur schwache Anzeichen verraten an den Enden der sie trennenden Riedel, dass auch hier das Eis bis 2100 m gereicht hat, und die Landschaft erhält ihr Gepräge durch die Sohlenhöhe.

Benachbarte Kare zeigen in der Regel nahezu übereinstimmende Höhe des Bodens; werden sie breit und die sie trennenden Riedel schmal, so tritt das Niveau ihrer Sohlen als Karterrasse häufig ziemlich deutlich hervor. Dieselbe hält sich in dem Abstande unter der oberen Gletschergrenze, um welchen die Karhöhen unter der Schliffgrenze bleiben. Dieser Abstand ist zwar kein konstanter, aber er bewegt sich in ziemlich engen Grenzen von ungefähr 100—200 m. Es senken sich im grossen und ganzen die Karböden parallel zur alten Eisoberfläche von der Mitte des Gebirges nach dessen Rändern hin, aber nur so weit, als die Gletscher seitliche Zuflüsse erhielten, also so weit als ihre Umgebung über die Schneegrenze emporragte. So kommt es denn, dass die tiefsten Kare des Gebirges etwa in das Niveau der eiszeitlichen Schneegrenze fallen.

Die hier näher entwickelte Auffassung der Kare oder Gehängezirken als Wurzelpunkte der Gletscher deckt sich mit derjenigen, welche wir 1883 für die Gehängezirken der Pyrenäen aufgestellt haben. (Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig 1883. S. 163 [216].) Die Regeln der Karverbreitung, ihre Beziehungen zur oberen Gletscher- und Schneegrenze hat E. Richter in seinen geomorphologischen Untersuchungen eingehend erörtert.

II. Der Verlauf der oberen Gletschergrenze.

Oberinnthal. Unterinnthal. Salzachthal. Ennsthal. Zusammenhang des Eises in der Längsthalflucht. Überflutung der nördlichen Kalkalpen. Gletscherzentren in den Kalkalpen. Verhältnis zwischen zentralalpinem und kalkalpinem Eise. Gefälle in den Kalkalpen.

Oberinnthal.

Um den Verlauf der oberen Gletschergrenze kennen zu lernen, lenken wir den Blick zunächst auf die grosse Längsthalflucht, welche die Zentralalpen von den nördlichen Kalkalpen und dem Schiefergebirge scheidet, und beginnen mit unserm alten Arbeitsfelde, dem Innthale. Oberhalb Innsbruck bietet eine isolierte Erhebung eine vorzügliche Gelegenheit zu ihrer Festlegung. Es ist der Tschirgant. Links des Inns gelegen, wird dieser Berg vom übrigen Kalkgebirge durch den tiefen Sattel „Auf der Höhe" mit weniger als 1100 m Höhe geschieden (vergl. Fig. 60). Seine Spitze (2372 m) hat zackige Formen; sie machen wahrscheinlich, das sie nicht vom Eise überschritten worden ist. Dagegen besitzen die benachbarten Höhen des Simmering (2098 m) Rundformen. Unsere früher ausgesprochene Vermutung, dass sie vereist gewesen sind (V. D. A. S. 52), ist durch die Untersuchungen Falbesoners[1]) erwiesen. Während wir 1882 erratische Geschiebe in der Gegend nur bis 1830 m verfolgen konnten, fand er solche noch 20 m unter dem höchsten Punkte des Simmering, sowie 100 m unter dem Gipfel eines westlich benachbarten Berges der Lechthaler Alpen, des 2259 m hohen Alpleskopfes, welcher ebenso wie sein gleich hoher Nachbar, das Sinnesjoch, Rundformen hat. Dieselben reichen auch am Tschirgant bis mindestens 2250 m Höhe; wir setzen darnach die obere Grenze des Innthalgletschers, unweit der Mündung des Ötzthales, in 2250—2300 m Höhe an.

Abwärts vom Tschirgant verrät das Ober-Innthal nur eine sehr geringe Senkung der oberen Gletschergrenze. Der rechtsseitig gelegene Rücken, der es vom Nederthal scheidet, hat Rundformen; ein Gefällsknick zeigt sich erst bei über 2200 m Höhe. Rundformen herrschen auf der linken Thalseite in den südlichen Vorlagen der Mieminger Kette, und erratisches zentralalpines Material verfolgten wir bis zur Höhe einer ihrer Einsattelungen, bis zur Niederen Munde herauf (2065 m). Auch ihr östlichster Gipfel, die Hohe Munde (2661 m) zeigt im grossen und ganzen rundliche Formen. Als „Rundling" erscheint er von Norden und Osten her, ein verhältnismässig sanfter Rücken zieht sich von ihm zur Niederen Munde herab; auf seiner breiten Fläche fanden wir nirgends auch nur eine Spur erratischen Materiales. Dass wir es hier mit einem Rundling zu thun haben, der sich über die Schliffgrenze erhebt, erweist die Ansicht des Berges von Süden. Da sehen wir deutlich von Telfs aus die Schliffgrenze in mindestens 2200 m Höhe; über ihr ist der Gipfel vielfach zerrissen, unter ihr mehr kompakt. Damit legen wir das obere Niveau des Inngletschers beim Eintritt in die weite Öffnung des Seefelder Passes zwischen Mieminger Kette und Karwendelgebirge in etwa 2200 m Höhe fest. Dem entsprechen die Erscheinungen östlich vom Passe. Ampferer und Hammer fanden hier erratische Gesteine unter dem Rauhen Kopfe bis 1900 m; dieser Berg selbst (2012 m) hat rundliche Formen, und solche herrschen im angrenzenden Seefelder Gebirge bis über 2100 m hinauf, weswegen wir in dieser Höhe die obere Gletschergrenze suchen. Ein Berg jedoch mit ausgesprochenen Rundformen erhebt sich höher:

1) Der Fernpass und seine Umgebung in Bezug auf das Glacialphänomen. XI. Progr. d. F. B. Privatgymnasiums in Brixen. 1886. S. 19 u. 20.

der grosse Solstein (2542 m; vergl. Fig. 53); sein Gipfelgewölbe fällt nach Westen mit sanfter Böschung ab, nach Norden wird es dagegen durch steile Wände begrenzt. Wir haben hier ein Seitenstück zur Hohen Munde.

Um Innsbruck, wo wir die erratische Grenze 1882 nach unseren Beobachtungen auf der Höttinger Alm zu 1700 m angaben, haben wir, wie S. 261 erwähnt, nunmehr erratische Blöcke auf der linken Thalseite am Brandjochboden in 1900 m Höhe angetroffen; in 2000 m Höhe verläuft eine gut kenntliche Schliffgrenze. Auf der rechten Thalseite hat Fritz von Kerner an den Gehängen des Patscher Kofels erratisches Material dagegen nur bis 1750 m Höhe gefunden. Augenscheinlich ist durch Zuflüsse aus dem Schiefergebiete die Grenze ortsfremder Geschiebe stark herabgedrückt. Der Gipfel ist in 2000 m Höhe umzogen von einer deutlichen Abstufung, auf welcher das Schutzhaus liegt. Wir deuten sie als Schliffkehle (vergl. Fig. 55). Sie begrenzt eine rundliche Kuppe: wieder ein neues Beispiel von Rundformen über der Schliffgrenze.

Unsere Festlegung der oberen Gletschergrenze in etwa 2000 m Höhe bei Innsbruck wird nicht beeinflusst durch das Vorkommen erratischen Materiales nahe dem Gipfel des Nederjoches (2139 m), festgestellt durch Fritz von Kerner. Dieser Rundbuckelberg flankiert die Mündung des Stubaithales, aus welchem der Inngletscher einen kräftigen Zufluss erhalten hat. Die Eisoberfläche musste hier höher liegen, als bei Innsbruck, etwa in 2200 m. Die Saile (2406 m) ragte jedenfalls aus ihr auf. Dieser Gipfel, von Innsbruck aus mit so prächtigen zackigen Formen sich darstellend, fällt gegen Süden und Westen mit sanften Formen ab; auch er ist ein Rundling über der Schliffgrenze, jedoch sind in seinem Nord- und Ostabfall breite Kar-Nischen ausgebrochen worden. Fig. 59 zeigt ihn von Zirl aus gesehen. Links erkennen wir die Nische, rechts das Gewölbe. Noch ist die Rundlingform im ganzen unverkennbar.

Unterinnthal.

Im Unterinnthale fehlen uns zunächst eine Strecke weit genauere Bestimmungen der erratischen Höhen. Die Bergformen auf beiden Thalseiten sind bis hoch hinauf gerundet; insbesondere fällt auf, wie die einzelnen Ketten des Karwendelgebirges, die nacheinander an das Innthal herantreten, unter 1900 m Höhe ihren Hochgebirgscharakter mit einem Male verlieren. So zunächst die Solsteinkette; ihr östlichster Gipfel, der Zunderkopf (1964 m), hat bereits im allgemeinen rundliche Formen, wenn auch an seinen Flanken mehrere Nischen ausgebrochen sind. So weiter die Gleierschkette; östlich vom Waldzunderkopfe, von 1900 m an, wird ihr zackiger Grat durch einen gerundeten Rücken ersetzt. So endlich die Hintere Karwendelkette; an der Hochmahd (1932 m) läuft sie in Mittelgebirgsformen aus. Östlich des Achensees wiederholt sich ähnliches am Sonnwendgebirge; im wesentlichen haben nur seine über 1900 m Höhe aufragenden Kämme scharfe Gratformen. Weiter östlich tritt eine beträchtliche Erniedrigung des Gebirges ein. Die linke Thalflanke sinkt, mit Ausnahme des Heuberges (1747 m), unter 1700 m Höhe, und zeigt nur rundliche Formen. Sie dürfte in ihrer ganzen Erstreckung vom Inngletscher überflutet gewesen sein. Wir fanden zentralalpine Geschiebe bis 30 m unter dem Gipfel des Kegelhörndl (1647 m). Auch die rechte Thalseite zeigt nur Rundformen. Sie löst sich mehr und mehr in Einzelberge auf; östlich von denselben erhebt sich zwischen Innthal und Grossachenthal die Hohe Salve (1829 m). Auch sie ist ein Einzelberg; auf ihrer sanft gewölbten Gipfelfläche fanden wir etwa 30 m unter dem höchsten Punkte, also in rund 1800 m, noch ein erratisches Gneissgeschiebe; es macht zweifellos, dass der Gipfel vom Eise überschritten worden ist. Wir müssen die obere Gletschergrenze daher in über 1830 m Höhe ansetzen, während wir sie 1882 im Unter-Innthale zwischen 1360 und 1450 m

mutmassten. Es lag also die Oberfläche des Inngletschers allenthalben erheblich höher, als wir früher gefunden, und ihr Gefälle betrug vom Tschirgant bis zur Stelle, wo er bei Wörgl ganz in die Kalkalpen übertrat, höchstens 400 m; sich auf eine Entfernung von über 115 km (in gerader Richtung gemessen) verteilend, belief es sich auf nur 3,5 ‰. Das ist viel weniger, als in den Zungengebieten auf dem Alpenvorlande.

Salzachthal.

An das Längsthal der oberen Salzach, das Pinzgau, treten im Süden die Hohen Tauern mit hohen zackigen Kämmen dicht heran; aber sobald deren Höhe unter 2200—2000 m herabsinkt, verlieren sie ihre Hochgebirgsformen und erhalten eine charakteristische Rundung. Im Norden hat das Kitzbüheler Schiefergebirge vornehmlich Rundformen; nur seine über 2200 m ansteigenden Gipfel, wie z. B. das Kröndlhorn (2444 m), der Grosse Rettenstein (2363 m) und Gaisstein (2366 m), sind zackig. Zahlreiche Pässe führen über das Gebirge; es ist schon von Brückner festgestellt, dass der tiefste von ihnen, der Pass Thurn (1273 m), den hoch angeschwollenen Eismassen des oberen Salzachthales oder Ober-Pinzgaus einen Auslass nach Norden bot. Gleiches gilt von der weiter westlich gelegenen, erheblich höheren Filzenscharte (1693 m). Wir können die Oberfläche des Gletscherastes, der diesen Pass überschritt, in 2100—2200 m ansetzen, und vergewissern uns darnach, dass die Eisoberfläche im obersten Salzachthale, in der Gegend von Krimml und Wald, in über 2200 m Höhe gelegen gewesen war. Erratische Gneissgeschiebe liegen hier noch auf der Höhe der Platte fast bis zum Plattenkogel hinauf, wie die ersten Erforscher der Eiszeit im Pinzgau, v. Kürsinger und Spitaler berichten.[1]) Die Gletschergrenze lag also erheblich höher, als von Brückner[2]) angenommen (1700—1800 m).

Wir stützen uns auf folgende Beobachtungen. Von Wald im Ober-Pinzgau ziemlich allmählich vom Trattenbache zum Filzensattel ansteigend, fallen uns bis 1400 m Höhe zahlreiche Gneissblöcke auf dem Schiefer sehr auf, dann setzen sie aus; sie fehlen namentlich auf der sanften Lehne der Trattenbachalpe, obwohl hier am Westabfalle des Thoreck in etwa 2000 m Höhe ein Gletscherschliff uns eine nordwärts gerichtete Eisbewegung verrät. Gleiches ergiebt sich auf der Höhe der Filzenscharte. Hier knüpft sich an ein gneissähnlich aussehendes Gestein eine grossartige Rundhöckerlandschaft, die bis zum Gipfel des Grünkopfes (1960 m) ansteigt. Von Süden aus sehen wir Buckel über Buckel; von Norden fallen uns in erster Linie die steilen Abbruchflächen auf, von denen die Höcker auf ihrer Leeseite begrenzt werden. Mehrere Wiesenbänder in spaltenähnlichen Vertiefungen durchsetzen das Gebiet und bieten bequeme Anstiege auf die Buckel. Zahlreiche Gletscherschliffe weisen nach Norden; gleichwohl fehlt erratisches, zentralalpines Material; solchem begegnen wir erst, wenn wir auf der steilen Leeseite des Passes ins Windachthal hinabgestiegen sind; hier sind Blöcke von Zentralgneiss keineswegs selten. Die Höhe des Grünkopfes, bis zu welcher die Rundhöckerlandschaft ansteigt, giebt uns noch keineswegs die obere Grenze der Rundformen; der auf der Ostseite des Passes ansteigende Gamskogel (2203 m) hat noch im grossen und ganzen zugerundete Gestalt; erst der Speikkogel (2276 m) und Steinkogel (2301 m) im Osten, sowie der Mittelkopf (2262 m) im Westen haben steile Felswände und zackige Grate.

Für das Ostende der Kitzbüheler Alpen im Norden des Salzachthales haben wir keine neueren Bestimmungen der oberen Gletschergrenze durch erratische Höhen vornehmen können; doch konnten wir oben (S. 260) wahrscheinlich machen, dass noch die Schmittenhöhe (1968 m) vom Pinzgauer Eise passiert worden ist, dessen Oberfläche deswegen in der Gegend von Zell am See in mindestens 2000 m Höhe anzusetzen sein würde. Damit stimmen die Anzeichen von Schliffgrenzen, die man, auf der

1) Der Grossvenediger. Innsbruck 1843. S. 284.

2) Vergletscherung des Salzachgebietes. S. 43.

Schmittenhöhe stehend, auf der rechten Thalseite zwischen den Tauernthälern in 2100 m Höhe, z. B. unter dem Kleinen Mittagskogel (2167 m), wahrnimmt, und eine Angabe Max Schlossers[1]), welcher weiter nördlich in den Leoganger Steinbergen erratisches Geschiebe bis 1700 m Höhe fand.

Auch für die Gegend des Salzachknies im Pongau können wir keine neueren Beobachtungen über erratische Vorkommnisse am Ostabfalle der Übergossenen Alm beibringen. Brückner führt solche aus 1600—1700 m Höhe an. Unsere oben mitgeteilten Wahrnehmungen über die Schliffgrenze lassen uns auf eine Oberflächenhöhe des Salzachgletschers beim Eintritte in das Kalkgebirge von 1900 m schliessen; sie dürfte daher am Salzachknie kaum weniger als 2000 m betragen haben. Darnach erhalten wir im Längsthale der Salzach ein ähnlich geringes Gefälle der Eisoberfläche, wie im Längsthale des Inn; sie senkte sich auf 70 km Entfernung nur von 2200 m auf 2000 m herab, also mit einer Neigung von 3 ‰.

Ennsthal.

Auch im Längsthale der Enns haben wir keine neuen Bestimmungen von erratischen Höhen vornehmen können; doch ist nicht zu zweifeln, dass auch hier die obere Gletschergrenze erheblich höher lag, als früher angenommen worden ist. A. Böhm setzte sie an der Südseite des Dachsteins in mindestens 1600 m Höhe an.[2]) Die Rundbuckelformen erheben sich hier beträchtlich höher, nämlich mindestens auf 1800—1900 m; am Rettenstein (2245 m) zeigt Simonys Panorama[3]) eine deutliche Schliffkehle in diesem Niveau. Weiter thalabwärts fand G. Geyer, wie wir bereits (S. 218) erwähnt haben, zentralalpine Geschiebe noch auf dem Kammergebirge, die auf ein Niveau der Gletscheroberfläche in der Gegend von Gröbming in etwa 1700—1800 m weisen. Dazu stimmt ungefähr die Höhe der Schliffgrenze am Rettenstein; aber die gleichfalls von Geyer im Salzkammergut auf der Höhe der Trisslwand entdeckten erratischen Gesteine verlangen eine erheblich grössere Höhe der zugehörigen erratischen Grenzen im Ennsthale. Ob sie einer älteren Vergletscherung angehören oder ob die Eisoberfläche im Ennsthale erheblich höher lag, als wir angenommen haben, mögen spätere Untersuchungen entscheiden. Sie auch werden festzustellen haben, ob infolge des Eisabflusses zwischen Tennengebirge und Dachstein die Gletscheroberfläche im obersten zum Pongau gehörigen Ennsthale tiefer lag, als im benachbarten Steirischen Ennsthale der Gegend von Schladming.

Zusammenhang des Eises in der Längsthalflucht.

Unsere Angaben über die Höhen der eiszeitlichen Gletscher in den drei grossen Längsthälern an der Grenze zwischen Zentralalpen und nördlichen Kalkalpen weisen auf eine grosse zusammenhängende Eismasse; denn unsere höchsten Eismarken liegen weit höher als die Sättel, durch welche die einzelnen Längsthalstrecken gegeneinander geöffnet sind. Im Ober-Pinzgau stand das Eis viel höher (2200 m) als der Gerlos-Pass (1486 m), der es mit dem Zillerthal, also dadurch mit dem Innthal verbindet, und hier reichte es zwischen Wörgl und Kufstein (1700—1900 m) hoch über die Sättel von Brixenthal und Ellmau (800 m), die uns ins Kitzbüheler Thal führen. Die beiden Hauptübergänge aber, der Pass Thurn (1273 m) und der Sattel von Hochfilzen (965 m),

1) Zur Geologie von Nordtirol. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1895. S. 340.

2) Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. k. k. geologischen Reichsanstalt. 1885. S. 429 (444).

3) Das Dachsteingebiet. Wien 1895. Tafel II.

die von dort den Eintritt ins Pinzgau gestatten, bleiben tief unter der Eishöhe, die wir daselbst feststellten. Im Pongau ferner und im obersten steirischen Ennsthale lag die Gletscheroberfläche hoch über den beiden Thalpässen, dem Wagreiner Sattel (960 m) und dem Sattel von Eben (856 m), welche Salzachthal und Ennsthal gegeneinander öffnen. Die grosse zusammenhängende Eismasse der Längsthalflucht hatte vom Oberinnthale bis ins Oberennsthal nur ein geringes Oberflächengefälle, sie stand im Westen nur 400 m höher, als im Osten; erst im Ennsthale selbst vollzieht sich ziemlich rasch ihr Abschwung bis in die Thalsohle, den wir bereits S. 230 kennen gelernt haben. Die allgemeine Neigung der Gletscheroberfläche war nach Norden gerichtet, wohin das Eis nicht bloss durch die einzelnen Querthalstrecken, welche der heutigen Entwässerung die Wege weisen, sondern auch über die vielen Pässe der nördlichen Kalkalpen abfliessen konnte.

Überflutung der nördlichen Kalkalpen.

Alle grossen Einsattelungen des Kalkgebirges reichen tief unter die obere Gletschergrenze herab. So im Westen zunächst die ziemlich hohen Pässe, die vom Oberinnthale in der Gegend von Imst und Nassereit hinüber ins Lechthal führen. Falbesoner berichtet von zentralalpinen Geschieben in dessen Verästelungen im Bschlabsthal und Rothlechthale. Der Inngletscher muss daher das Hochtennenjoch (1895 m) und das Schweinsteinjoch (1579 m) überschritten haben. Davon, dass ein Arm von ihm in das obere Loisachthal nicht bloss über das Marienberger Jöchl (1796 m), sondern auch über den viel tieferen, thalähnlich verlaufenden Fernpass (1210 m) eingedrungen ist, habe ich mich im Gegensatze zu meinen früheren Beobachtungen (vergl. S. 292) überzeugt; die Wände des Fernpassthales tragen in ihren oberen Partien Moränen mit zentralalpinen Geschieben. Dass sich ferner am sehr breiten und tiefen Seefelder Pass (1180 m) vom Inngletscher ein mächtiger Ast ins Kalkgebirge ergossen hat, habe ich früher schon nachgewiesen. Gleiches habe ich vom Achenseethale gezeigt. Wir haben ferner bereits gesehen, wie die hoch angeschwollenen Eismassen in der Querthalstrecke des Inns unterhalb Kufstein nicht Platz fanden und sich in die Nachbarthäler, in das Leizach- und Prienthal, ergossen. Wir trafen ferner im Längsthale der Salzach die Eisoberfläche viel höher, als die Pässe des Schiefergebirges, und haben einen Gletscherast über die Filzenscharte in das Thal von Hopfgarten verfolgt, während Brückner nachgewiesen hat, dass sich ein zweiter über den Pass Thurn ins Thal der Kitzbüheler Ache ergoss. Er hat weiter dargethan, dass auch der Sattel von St. Martin (969 m) zwischen Tennen- und Dachsteingebirge zentralalpinen Eismassen einen Ausweg nach Norden bot. Wie endlich der Ennsgletscher die östlichen Ausläufer des Dachsteingebirges überflutete und in das Thal der österreichischen Traun eindrang, wie er über den Pyhrnpass das Gebiet der Steyr erreichte, haben wir bereits S. 218 kennen gelernt.

Gletscherzentren in den Kalkalpen.

Die Wege, welche die einzelnen Äste und Stränge zentralalpinen Eises in den nördlichen Kalkalpen eingeschlagen haben, werden im grossen und ganzen durch die Gestaltung des Gebirges bedingt. Es konnte in offene Thäler eindringen und sich in deren Seitenthäler schieben, soweit hier nicht eigene Gletscher vorhanden waren, die seine Ausbreitung zu hindern vermochten. Dies konnte nur durch kräftige Lokalgletscher geschehen; schwächliche wurden zur Seite gedrängt und an den Ufern des zentralalpinen Eises förmlich ausgezogen. Zentren mächtiger Lokalvergletscherung

lagen namentlich im Hochalpenzuge der Kalkalpen. In erster Linie kommen da die Umrahmungen des oberen Iller- und Lechthales in Betracht, zu welchen hinzugelangen dem zentralalpinen Eise überdies durch die Parseier Kette verwehrt war; diese ragte fast in ihrer ganzen Erstreckung über die hochangeschwollenen Eismassen des oberen Innthales und seiner Verästelungen auf. Weiter ostwärts bildeten das Wetterstein- und in ausgedehnterem Masse das Karwendelgebirge Herde selbständiger Vergletscherung; zentralalpines Eis ist weder in das obere Gaisthal zwischen Mieminger Kette und Wettersteingebirge eingedrungen, noch in das obere Partnachthal; hier herrschen ausschliesslich Kalkmoränen. Ebenso wurden keine zentralalpinen Geschiebe in die Thäler des Karwendelgebirges gefrachtet. Ampferer und Hammer haben dies, wie schon erwähnt, für das obere Eppzirlthal, sowie für das Gleirsch- und Hinterauthal oberhalb ihrer Vereinigung hervorgehoben; die mächtige Entfaltung von lokalen Gletschern, welche das Eindringen des Inngletschers hinderten, in den übrigen Thälern erwähnte Rothpletz.[1]) Weitere Zentren lokaler Vergletscherung waren die mächtigen Kalkklötze der Salzburger Kalkalpen; in den Berchtesgadener Alpen haben das Wimbach- und Königsseethal immer eigene Gletscher enthalten; gleiches gilt vom Gosauthale im Dachsteingebirge. Aber auch der Voralpenzug trug seine eigenen Gletscher, die namentlich nahe dem Rande des Gebirges, wo die Oberfläche der Vereisung tief lag, zur Geltung kamen. Böse[2]) hat ziemlich ausgedehnte Lokalgletscher in den Hohenschwangauer Alpen, rechts von der Mündung des Lechthales, nachgewiesen; wir erwähnten solche im Tegernseer und Schlierseer Gebirge (vergl. S. 172), und wenn wir 1882 äusserten, dass der Spitzingpass nicht vom Inngletscher überschritten worden sei (V. D. A. S. 75), so glauben wir heute, dass er daran durch die Entfaltung von Lokalgletschern im oberen Thale der Brandenberger Ache gehindert worden ist. Weitere Spuren von solchen führten wir S. 175 aus dem Bereiche der bayerischen Traun sowie S. 233 aus der Osterhorngruppe an.

Verhältnis zwischen zentralalpinem und kalkalpinem Eise.

Der Verlauf der zentralalpinen und der lokalen Eismassen in den nördlichen Kalkalpen bleibt im einzelnen noch festzustellen. Das Problem ist ein verwickeltes. Wir müssen unterscheiden zwischen drei Phasen: dem Anwachsen, dem stationären Zustande und dem Schwinden der Vergletscherung. Es ist denkbar und in vielen Fällen wahrscheinlich, dass Kalkalpengletscher ein Thal bereits erreicht hatten, ehe die zentralalpinen Eismassen kamen und dann jene verdrängten; wahrscheinlich ist dies allenthalben dort geschehen, wo sich beim Schwinden der Vergletscherung kalkalpine Gletscher auf dem von der zentralalpinen Überflutung verlassenen Boden wieder ausdehnten. Jene Verdrängung kann auf zweierlei Wege geschehen sein: es kann sich das zentralalpine Eis über oder unter das kalkalpine geschoben haben; was erfolgt ist, wird man vielleicht aus der Überlagerung verschieden zusammengesetzter Moränen erschliessen können; mit Bestimmtheit lässt sich heute nur sagen, dass während des Maximums der Vergletscherung die zentralalpine Vereisung immer die kalkalpine unterschob.

Das erhellt deutlich aus den oben mitgeteilten Fällen, in welchen wir die zentralalpinen Geschiebe nur bis zu einer gewissen Höhe an den Thalgehängen verfolgen konnten, während höher

1) Das Karwendelgebirge. Zeitschr. d. D. u. Öster. Alp.-Ver. 1888. S. 401 (431).

2) Geologische Monographie der Hohenschwangauer Alpen. Geognostische Jahreshefte VI. 1893. S. 1.

nur kalkalpine liegen. Diese Anordnung ist die Regel. Am Westende des Karwendelgebirges finden sich z. B. nach Ampferer, Hammer und Rothpletz zentralalpine Geschiebe an der rechten Flanke des Isarthales nur bis 1000—1300 m Höhe, während sie weiter westwärts in 1600 bis 1900 m Höhe gefunden werden. Diese Anordnung der Geschiebe an der Peripherie des Karwendelgebirges vergewissert uns, dass in seinem Innern auch zur Zeit der maximalen Vereisung mächtige Lokalgletscher vorhanden waren, und dass der Mangel von zentralalpinen Geschieben in seinen Thälern nicht etwa durch die in späteren Stadien entfaltete Lokalvergletscherung erklärt werden kann, welche die fremden Erratika vollkommen ausfegte, wie solches, wie wir sehen werden, im Salzkammergute geschehen ist.

Weiter kann vorausgesehen werden, dass in den Kalkalpen während des Maximums der Vereisung die Gletscheroberfläche im Bereiche lokaler Vergletscherung höher gewesen ist, als im Bereiche der benachbarten zentralalpinen.

Strenge Beweise dafür können wir noch nicht beibringen. Wir können jedoch einen Teil der nördlichen Kalkalpen nennen, in welchen das lokale Eis nahezu ebenso hoch wie in der grossen Längsthalfurche stand. Das war das obere Lechthal. Hier erheben sich in der Umgebung des Dorfes Lech die Rundbuckelformen bis auf 2200 m, und während die Kalkalpengletscher sonst durch die zentralalpinen nach Norden gedrängt wurden, bewegte sich das Eis von Lech aus am Zürser Bache, wie ein Gletscherschliff südlich von den Häusern von Zürs lehrt, südwärts über den Flexenpass zum Illthale, also bergan. Ferner floss es über die Einsattelung an der Auenfeldalpe (unter 1700 m) ins Gebiet der Bregenzer Ache über, auch hier ansteigend, wie ein Gletscherschliff bei der Unteren Auenfeld-Alm verrät. Weiter nördlich reichen unfern Hochkrumbach (1621 m), einer anderen Einsattelung zwischen Lech und Bregenzer Ach unfern der Quelle der Iller, die Rundbuckelformen noch bis 2100 m; Moränen trafen wir noch 30 m unter dem Berganzer Joche (1908 m), das ins Illergebiet führt; sie haben Wallform und dürften einem späteren Stadium angehören. Ausgedehnte Gletscherspuren, Moränen und gekritzte Geschiebe liegen ferner auf den Hochflächen westlich des Aufelder Hornes in 1800—1900 m Höhe.

Wo hingegen das zentralalpine Eis die Kalkalpengletscher zurückdrängen konnte, da muss seine Oberfläche verhältnismässig hoch gelegen gewesen und von den Übergängen, über die es kam, flach kegelförmig abgefallen sein. So war es nördlich vom Fernpass und vom Seefelder Pass. Im Becken von Partenkirchen reicht zentralalpines Material beträchtlich höher (1550 m), als im benachbarten Lech- und Isarthale; es lag ferner die Eisoberfläche am Ausgange des Loisachthales erheblich höher, als am Ausgange der beiden anderen Thäler. Der weit sich in das Alpenvorland erstreckenden Zunge des Isargletschers entspricht ein besonders hohes Eisniveau im Voralpenzuge der nördlichen Kalkalpen. Dort hingegen, wo das zentralpine Eis sich in ein an eigenen Gletschern armes Thalgebiet ergoss, war seine Oberfläche wenig hoch, so nach Brückners Beobachtungen im Bereiche der Kitzbüheler oder Gross-Ache. Inn- und Salzachgletscher flossen in dies Thalgebiet hinein; hier erreichte das Eis nicht die Höhe, wie an den entsprechenden Stellen im Querthale des Inn und der Saalach, und seine Oberfläche muss flach trichterförmig gestaltet gewesen sein; es erstreckte sich ferner als Chiemseegletscher erheblich weniger weit ins Vorland hinaus, wie der Inn- und Salzachgletscher.

So hatten wir es denn in den Kalkalpen bald mit einer flach kegelförmigen, bald mit einer flach trichterförmigen Eisoberfläche zu thun; welche von beiden aber auch auftrat, in jedem Falle herrschte steiles Gefälle der Eisoberfläche innerhalb des Kalkgebirges. Einem Eisniveau von 1900—2300 m im Salzach- und Innthale entsprachen Eishöhen von 1000—1300 m am Ausgange der grossen Querthäler. Es senkte sich die Vergletscherung in den Kalkalpen auf eine kürzeste Weglänge von kaum 40 km um 900—1000 m, also mit einem Gefälle von rund 25 ‰; das ist doppelt so steil, wie in den grossen subalpinen Eisfächern.

Gefälle in den Kalkalpen.

Dies Gefälle war kein gleichförmiges. Dort, wo das Eis Einsattelungen des Hochalpenzuges oder Thalengen in demselben durchmass, senkte es sich sehr rasch. Während wir beispielsweise südlich vom Wettersteingebirge im Bereiche des Fernpasses und Seefelder Passes die höchsten Eismarken in 2200—2300 m Höhe fanden, treffen wir sie nördlich jenes Gebirges nicht höher als 1500—1600 m; das weist auf einen Eisfall von 600—700 m auf kaum 18 km gerader Entfernung, entsprechend einem Gefälle von 35—40 $^0/_{00}$. So steil war auch, wie Brückner gezeigt, das Gefälle des Salzachgletschers im Engpasse Lueg. Selbst dort, wo dem Gletscher eine breite Querthalfurche offen stand, wie dem Inngletscher bei Kufstein, verzeichnen wir einen allerdings weniger bedeutenden Eisfall. Zwischen Hoher Salve und Kranzhorn fiel er um 22 $^0/_{00}$, weiter nördlich und südlich dagegen nur um 17 $^0/_{00}$. Es stauten die nördlichen Kalkalpen allenthalben die den Zentralalpen entströmenden Gletscher um einige hundert Meter auf.

Wir müssen uns begnügen, die Eisverbreitung in den nördlichen Kalkalpen nur in grossen Zügen zu schildern, da wir seit 1882 den Schatz von Beobachtungen nicht wesentlich zu vermehren vermochten. Manche einschlägige Daten sind zwar seither in Monographien über einzelne Teile des Kalkgebirges niedergelegt worden, jedoch werden dieselben in der Regel nur beiläufig erwähnt und selten näher erörtert. Es mag dies zum Teil damit zusammenhängen, dass die Feststellung des glacialen Ursprunges mancher Ablagerungen dort, wo die Zufuhr zentralalpinen Materiales fehlte, nicht immer leicht ist, weswegen auf geologischen Karten die Unterscheidung von Lokalmoränen und Gebirgsschutt vielfach unterblieben ist. Selbst Ampferer und Hammer haben sie bei ihrer geologischen Beschreibung des südlichen Karwendelgebirges, in welcher sie dem Glacialphänomen vielfach Aufmerksamkeit schenkten, kartographisch nicht getrennt. Auch spricht sich die obere Gletschergrenze bei weitem nicht so deutlich im Zusammenstossen von gerundeten und zackigen Formen aus wie in den Zentralalpen. Dafür aber sind die zentralalpinen Geschiebe, die im Kalkgebirge schon bei kleinen Dimensionen auffallen, ungemein leicht verfolgbar.

III. Der Verlauf der oberen Gletschergrenze. Fortsetzung.

Überströmen in andere Flussgebiete. Arlberg. Reschenpass. Engadiner Pässe. Brenner. Radstädter Tauern. Zentren der zentralalpinen Vergletscherung. Ötzthal. Stubaithal. Zillerthal. Tauernthäler. Überblick über die zentralalpine Vereisung. Eisstromnetz. Regelmässige Gefällsentwickelung des Eisstromnetzes. Zugehörigkeit der oberen Gletschergrenze zur Würm-Vergletscherung. Asymmetrie der Karlinge. Beziehung zwischen Karbildung und Höhe. Beziehungen zwischen Karlingen und Rundlingen.

Die Vergletscherung der grossen Längsthalflucht war nicht bloss über das Niveau der zahlreichen Pässe in den nördlichen Kalkalpen angeschwollen, sondern reichte auch über das einiger Einsattelungen unseres Gebietes hinweg. Fand das Eis durch die Pässe in der westlichen und südlichen Umrahmung der Kalkalpen einen Ausweg nach Norden, so kam es in jenen Einsattelungen mit den Eismassen anderer Gletschergebiete in Berührung. Dieselbe kann in einem blossen Kontakte bestanden haben, falls beiderseits der Einsattelung die obere Gletschergrenze genau gleich hoch lag; das dürfte nur selten eingetroffen sein. In der Regel wird ein Hinüber- oder Herüberfliessen erfolgt sein jeweils in der Richtung des Oberflächengefälles des Eises an der Stelle der Einsattelung, und wenn sich dieses Gefälle im Verlaufe der Entwickelung oder des Schwindens der Vergletscherung geändert hat, so kann die eine Bewegung die andere abgelöst haben. Welche eingetreten ist, hat die Beobachtung von Fall zu Fall zu entscheiden. Es

kommen folgende Alpenpässe oder Gruppen von solchen in Betracht: der Arlberg mit Nachbarn an der Wasserscheide zwischen Inn und Rhein; die Pässe, die aus dem obersten Innthale, dem Engadin, zum Rhein, zur Mera und zur Adda führen; der Pass Reschenscheideck, der das obere Etschthal gegen das Oberinnthal öffnet; die Brennerfurche samt Nachbarn zwischen Inn und Eisack. Dazu gesellt sich der Radstädter Tauern zwischen Enns und Mur, über welchen das Eis des mittleren Donaugebietes mit dem des oberen in Berührung treten konnte.

Arlberg.

In der Richtung der grossen Längsthalflucht stellt der Arlberg die niedrigste Einsattelung zwischen Inn- und Rheingebiet dar; er öffnet das von der Rosanna durchflossene Stanzer Thal gegen das dem Rheine tributäre Klosterthal, gerade an der Grenze zwischen Zentral- und Kalkalpen. Mit 1802 m Höhe bleibt er tief unter dem Gletscherniveau im oberen Innthale. Er ist von dessen Eise in stattlicher Mächtigkeit überflossen worden. Dies lehren nordwestlich bis westlich gerichtete Gletscherschliffe auf seiner Höhe, die eine grossartige Rundhöckerlandschaft darstellt. Auf der Ostseite des Passes kann dieselbe bis 2350 m Höhe verfolgt werden. Es stand das Eis über St. Anton im oberen Stanzer Thale nur unwesentlich höher, als im Innthale am Tschirgant, 45 km weiter thalabwärts. Dagegen bildete es westlich vom Passe einen Gletscherfall von 300 m Höhe; wir können im oberen Klosterthale die Schliffgrenze in höchstens 2000 m ansetzen.

Die Rundhöcker der Passhöhe haben eine sich sanft nach Osten abdachende Stoss- und eine steil westwärts fallende Leeseite. Ihre Oberfläche ist stark durch die Verwitterung angegriffen, und die Gletscherschliffe sind deswegen, sowie wegen ihrer Richtung parallel zum Schichtstreichen nicht überall leicht kenntlich; doch fanden wir mehrere in der Nähe des Hospizes unweit des Maiensees, sowie auf der Arlbergalp 20 m unter dem Gipfel des Galzig (2181 m). Der Maiensee erfüllt eine im Schichtstreichen ausgeschliffene Felswanne. — Neben dem Arlberg dürften wohl auch die weiter südlich gelegenen Pässe zwischen Stanzer bez. Paznaunthal und Montavon von ostalpinen Gletschern überflutet gewesen sein, nämlich das Silberthaler Winterjöchl (1946 m), das Zeinisjoch (1852 m) und die Bieler Höhe (2021 m). Letztere wird nach G. A. Koch (Die Abgrenzung und Gliederung der Silvrettagruppe. Wien 1884. S. 23) aus runden, niedrigen Moränenhügeln älteren Ursprungs gebildet, durch welche die Wasserscheide zwischen Ill und Trisanna nach Osten gerückt worden ist. Wir haben diese Pässe nicht besucht.

Reschenscheideck.

Wie der Arlberg ist auch der Pass vom Reschenscheideck vom Innthaler Eise in bedeutender Mächtigkeit überflossen gewesen. Davon zeugen südsüdöstlich gerichtete Gletscherschliffe, die bereits von mehreren Beobachtern gerade auf der Passhöhe (1510 m) nördlich des Dorfes Reschen bemerkt worden sind[1]; das lehrt die Rundung der Passflanken, die bis 2500 m reicht. In dieser Höhe stand, wie bereits Joh. Müllner[2] berichtet, die Eisoberfläche über dem Reschenpasse.

Der vom Pizlat überragte Rücken, im spitzen Winkel zwischen Inn und Stillem Bach, ist ebenso wie die Höhe des Arlberges eine ganz grossartige Rundhöckerlandschaft mit einzelnen ausgeschliffenen Seewannen, z. B. dem Schwarzen See. Östlich von letzterem fanden wir in 1500—1600 m Höhe einen nach Nordnordost gerichteten Gletscherschliff, südöstlich von ihm aber bei den Mutzwiesen in 2000 m Höhe einen südlich laufenden. Die nördliche tiefere Partie unseres Rückens

1) Stache und John, Geol. und petrogr. Beiträge, u. s. w. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. 1877. S. 143 (157). A. Philippson, Studien über Wasserscheiden. Mitt. d. Ver. f. Erdkunde Leipzig 1885. S. 241 (325), S. 83 des Sonderabdruckes. Gümbel, Geologisches aus Westtirol und dem Unterengadin. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1887. S. 290 (295).

2) Die Seen am Reschen-Scheideck. Geogr. Abh. VII. 1. 1900. S. 11.

wurde noch von nördlich fliessendem, die südliche höhere bereits von südlich abschwenkendem Eise passiert. Letzteres rundete die Ostgehänge des Pizlat, Klampergrates und Nockenkopfes bis 2500 m Höhe hinauf; doch ist die Schliffgrenze mehrfach durch kleine spätere Lokalgletscher unterbrochen, die in den Karen bei 2300—2400 m Höhe endeten. Sie entsprechen dem Daunstadium, das wir später kennen lernen werden. Auf der Westseite des Pizlat fanden wir noch 50 m unter der äusseren Scharte (am Wege von Remüs nach Reschen) in etwa 2600 m Höhe erratisches Material. Darnach müssen wir im Unterengadin die obere Gletschergrenze rund 100 m höher ansetzen, als über dem Reschenscheideck, und es dürfte auch die innere Scharte (2547 m) südlich vom Pizlat vom Engadiner Eise überflutet gewesen sein.

Engadiner Pässe.

Unfern des Reschenpasses auf Schweizer Boden bis 2600 m Höhe reichend, stand der Inngletscher am Ausgange des Unterengadin erheblich über dem Niveau aller der zahlreichen, meist fahrbar gemachten Pässe, die aus dem Engadin in die Nachbarthäler führen. Wir nennen am linken Thalgehänge der Reihe nach den Julier- (2287 m), den Albula- (2315 m), und den Flüelapass (2389 m), die ins Rheingebiet führen; wir nennen ferner den tiefen Einschnitt des Maloja (1817 m), der das obere Innthal zum Merathale öffnet, dann endlich am rechten Gehänge den Berninapass (2225 m), die Forcola di Livigno (2328 m) und den Fraelepass (1950 m), die zur Adda führen und den Ofenpass (2155 m), der mit seinen zahlreichen Nachbarn das Engadin gegen das obere Etschthal (Vintschgau) öffnet. Dass alle diese Pässe vom Eise bedeckt gewesen sind, ist nicht zu bezweifeln, da dasselbe im Ober- und Unterengadin mindestens 2500 m Höhe erreicht hat. Aber aus der Litteratur lässt sich nicht entnehmen, in welcher Richtung es sich bewegt hat.

Die von G. Theobald bearbeiteten Blätter XV und XX der geologischen Karte der Schweiz verzeichnen die erratischen Ablagerungen nicht, die dazu gehörigen Erläuterungen (II. und III. Lieferung d. Beiträge z. geol. Karte d. Schweiz) erwähnen dieselben nur ganz kurz und gehen auf die einschlägigen Probleme nicht ein. J. M. Ziegler giebt auf seiner Karte der Ausdehnung der erratischen Spuren im Oberengadin (Über das Verhältnis der Topographie zur Geologie. 2. Aufl. Zürich 1876), „letzte Eis- und Schneelager" auf dem Albula, dem Julier, dem Maloja und dem Livignopasse an; er spricht ferner davon, dass über den Maloja Eis ins Merathal geflossen sei (S. 63), was vor ihm bereits Bonney (Notes on the Upper Engadine etc. Quart. Journ. Geolog. Soc. London. XXX 1874. S. 479) berichtet hat. Aber dem widerspricht die bestimmte Angabe Theobalds, dass der südlich gelegene Fornogletscher sich einst über den Maloja erstreckte, worauf erratische Gesteine aus dem Albignagebirge zwischen Maloja und Isola weisen (Beiträge. III. Lieferung. S. 210). Dies ist durch Tarnuzzer bestätigt worden, welcher gelegentlich seiner eingehenden Beschreibung der grossen Gletschermühlen auf dem Maloja (Jahrb. der naturf. Ges. Graubündens. N. F. XXXIX. 1896. S. 27) als Richtung der Gletscherschliffe daselbst Südost-Nordwest verzeichnet hat. Wir möchten glauben, dass es sich hier um jüngere Gletscherspuren handelt. Bei erratischen Höhen von etwa 2500 m, wie sie Zieglers Karte im obersten Engadin am Wege von Silvaplana nach der Fuorcla di Surlej angiebt (er erwähnt auch S. 83, dass die Mott'ota (2458 m) südlich Sils vom Eise bedeckt gewesen sei) und wie wir sie in Unterengadin am sanften Abfalle des Piz Champatsch gegen Schuls hin feststellten, ist wohl kaum daran zu zweifeln, dass während der Eiszeit der Maloja von südwärts fliessendem Eise passiert wurde, was nach Bonney auch vom Berninapasse gilt; doch widerspricht die weite Verbreitung von Geschieben des Juliergranites im Inn- und Isargletschergebiete der Annahme eines sehr bedeutenden Überfliessens. Wie es sich mit den zum Vintschgau führenden Pässen verhalten hat, ist ganz unsicher; Philippson (Studien über Wasserscheiden. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig 1885. S. 241, 332) erwähnt Gletscherschliffe vom Passe Dössradond (2240 m) südlich vom Ofenpasse, und Böse solche von letzterem selbst (Zur Kenntnis der Schichtenfolge im Engadin. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XLVIII. 1896. S. 537. 580), aber in beiden Fällen wird nichts über deren Richtung gesagt. Wir selbst sahen bei einer flüchtigen Wanderung über den Flüelapass Rundhöcker, konnten uns aber über die Schliffrichtung nicht vergewissern; die Schliffgrenze liegt in 2600 m Höhe.

Der Brenner.

Die Einsattelung des Brenner (1370 m), welche so tief zwischen Ötzthaler und Zillerthaler Alpen eingeschnitten ist, dass die beiderseitigen Zugangsthäler zusammen den einen Namen Wippthal tragen, hat die nord- und südalpinen Eismassen in ausgiebige Berührung gebracht, reicht sie doch bis rund 700 m unter das Niveau der Gletscheroberfläche bei Innsbruck. 1887 habe ich die Vermutung ausgesprochen, dass das Innthaler Eis nach Süden übergeflossen sei [1]); Fritz von Kerner hat dies seither durch eine genaue Verfolgung der oberen Gletschergrenze näher zu erweisen gesucht.[2]) Er fand die höchsten erratischen Vorkommnisse in der Wippthalfurche am Blasser zwischen Stubaithal und Gschnitzthal in 2200 m Höhe, weiter südlich aber am Griesberg am Brenner nur bis 2125 m, und am Geierskragen bloss bis 2105 m.

Ich habe die Brennergegend seit 1887 nicht wieder besuchen können. Der Hauptpunkt meiner Argumentation, dass das Eis im oberen Eisackthale erheblich tiefer gelegen gewesen sei, als im Innthale bei Innsbruck, ist durch v. Kerner entkräftet worden. Er fand erratische Geschiebe bei Sterzing am Rosskopfe noch in 2085 m Höhe. Da dieser Gipfel (2191 m) selbst noch Rundformen zeigt, so dürfen wir wohl südlich des Brenner auf ein Eisniveau von mindestens 2200 m schliessen, während uns die rundliche Form des Blassers mit ausgesprochener Stossseite im Süden auf eine Gletscheroberfläche von 2300 m im Norden des Passes weist. Es kann also nur ein Gefälle von 100 m nach Süden in Rechnung gezogen werden. Dabei erscheint aber die Eisoberfläche im Sterzinger Becken nach wie vor besonders niedrig, wenn auch nicht in dem Umfange, wie ich 1890 angenommen (vergl. Der Erfolg des Preisausschreibens der Sektion Breslau. Mitt. d. D. u. Ö. Alpenvereins 1890. No. 20); denn sie lag viel weiter südlich bei Bozen noch beinahe 2000 m hoch. Unter solchen Umständen dürfte eine Neuuntersuchung des Glacialphänomens am Brenner, in dessen Umgebung bis weit ins Sterzinger Becken hinein Rundformen bis 2400 m reichen, möglicherweise zu neuen Ergebnissen führen; denn das Südwärtsüberfliessen des Eises konnte bisher weder durch Gletscherschliffe noch durch Geschiebetransport über den Pass hinweg erwiesen werden. v. Kerner hat einige Unregelmässigkeiten in der Geschiebeverteilung auf der Nordseite des Brenner konstatiert und mit dem Überfliessen nach Süden in Beziehung gebracht. Er hat z. B. Zentralgesteine vom hinteren Valserthale auf dessen rechter Seite, und weiterhin auf der des Wippthales nur bis 1800—1850 m Höhe verfolgen können. Daraus muss man aber noch nicht notwendigerweise schliessen, dass das Eis des Valser Thales nach Süden abfloss, es kann auch durch die aus dem Schiefergebiete kommenden Gletscher auf der rechten Flanke des Wippthales von dieser abgedrängt gewesen sein. Lediglich drei Blöcke schiefrigen Gneisses, die v. Kerner auf dem Sattelberge am Brenner fand und aus dem Gschnitzthale herleitet, sprechen zu Gunsten einer südlichen Eisbewegung in unserm Gebiete, sobald ausgeschlossen ist, dass sie aus dem Pflerschthale stammen. Andererseits haben wir aber auch nirgends das Material der Südseite des Wippthales, z. B. die Strahlsteinschiefer des Pflerschthales, auf der Nordseite gefunden.

Viel klarer als am Brenner liegen die Dinge am benachbarten Pfitscher Joche, das vom Zillerthale in 2248 m Höhe zum Sterzinger Becken führt. Es ist überdeckt mit südwärts laufenden Schrammen; die Rundbuckelformen erheben sich auf seinen beiden Seiten höher, als ich 1885 angegeben[3]) habe, nämlich bis 2500 m. Kein Zweifel, dass hier Eis aus den äussersten Verzweigungen des Zillerthales nach Süden geflossen ist.

Radstädter Tauern.

Während aus dem Innthalgebiete das Eis an verschiedenen Stellen nach Westen oder Süden überfliessen konnte, dürfte solches im Salzachgebiete nirgends in umfang-

1) Der Brenner. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alp.-Ver. 1887. S. 1 (9).

2) Die Verschiebungen der Wasserscheide im Wippthale während der Eiszeit. Sitzb. k. Ak. Wiss. Wien. math. nat. Kl. C. Abt. I. 1891. S. 448.

3) Zur Vergletscherung der Deutschen Alpen. Leopoldina XVI. 1885.

reicherem Masse möglich gewesen sein; im Pinzgauer und Pongauer Längsthale lag die Oberfläche des Salzachgletschers tief unter den tiefsten Scharten im Tauernkamme. Gleiches gilt im grossen und ganzen vom Ennsgletscher; doch konnte er, falls er südlich vom Sattel von St. Martin nicht zu tief eingesenkt war, über den Radstädter Tauern (1738 m) mit dem Murgletscher in Berührung treten. Nach Böhm von Böhmersheim ist letzterer hier nach Norden übergeflossen.

Diese Annahme gründet sich in erster Linie auf die Höhenlagen des Eises an beiden Seiten des Radstädter Tauern, die von v. Böhm jedoch zu niedrig angesetzt werden. Schwerer fällt ins Gewicht, dass v. Böhm auf dem Radstädter Tauern Blöcke von Zentralgneiss gefunden hat, die er aus dem Lungau herleitet. (Vergl. Die alten Gletscher der Mur und Mürz. Abhandl. der geogr. Gesellsch. Wien. II. 1900. Nr. 3. S. 14.)

Zentren der zentralalpinen Vereisung.

Zwischen den im Westen ziemlich zahlreichen im Osten recht spärlichen eisüberflossenen Pässen liegen die Zentren der grossen zentralalpinen Vergletscherung. Westlich vom Reschenpasse sind sie zahlreich, aber meist klein; lediglich die Silvrettagruppe und der Berninastock heben sich als grössere Ausstrahlungsgebiete hervor. Zwischen Reschenpass und Brenner waren die Ötzthaler Alpen, weiter ostwärts die Zillerthaler Alpen, die Hohen Tauern und die westlich vom Radstädter Tauern gelegenen Niederen Tauern die Ausgangsstelle von zahlreichen einzelnen Eisströmen, die durchweg sehr hoch angeschwollen waren; östlich vom Radstädter Tauern nahm die Intensität der zentralalpinen Vereisung in dem Masse ab, als sich die Oberfläche des Ennsgletschers senkte.

Es ist uns nicht möglich, die Entwicklung aller der zahlreichen Gletscher, die von den einzelnen Zentren ausgingen, im einzelnen oder summarisch zu schildern. In den Zentralalpen haben die eiszeitlichen Ablagerungen bei weitem nicht die Aufmerksamkeit erregt, wie in den Kalkalpen. Die Moränen unterscheiden sich hier wenig vom Gebirgsschutt und dem Materiale der häufig auf ihre Kosten entstehenden Schuttkegel; die erratischen Geschiebe fallen weniger auf, als in den Kalkalpen, und wenn auch bei der Aufnahme der Zentralalpen Tirols durch die k. k. geologische Reichsanstalt die Notwendigkeit ausgesprochen worden ist, die Glacialbildungen auszuscheiden [1]), so ist doch über die Grenzen, bis zu welchen sie reichen, nichts berichtet worden. Es stehen uns daher in der Litteratur so gut wie gar keine Angaben über die oberen Gletschergrenzen zu Gebote. Ganz auf unsere eigenen Beobachtungen angewiesen, müssen wir uns begnügen, einzelne der zentralalpinen Eisströme von der grossen Thalflucht bis zu ihren Wurzeln zu verfolgen. Dabei leisten uns die Schliffgrenzen vielfach ausgezeichnete Dienste. In der Nähe der Thalflucht nicht überall deutlich und leicht kenntlich, treten sie uns um so schärfer und klarer entgegen, je mehr wir uns in das Innere des Gebirges begeben, und in der Nähe der heutigen Gletscher liegen sie mit so überraschender Frische da, dass sich die Frage aufdrängt, ob sie hier derselben grossen Vergletscherung angehören, wie die höchsten Gletscherspuren in der Thalflucht, oder einem späteren Stadium. Wir verfolgen das Ötzthal, das Stubaithal, das Zillerthal und einige Thäler der Hohen Tauern.

Ötzthal.

Die obere Gletschergrenze, die wir gerade vor dem Ausgange des Ötzthales in fast 2300 m Höhe gefunden, steigt nur langsam gegen das Innere des Gebirges

1) Teller. Aufnahmen im oberen Ötz- und Passeier Thale. Verh. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1877. S. 231 (235).

Schliffkehlen (K) am Schwärzengrate über dem Gurgler Ferner und über dem Langthaler Ferner im Gurgler Thale.
(Nach einer Photographie von Fr. Gratl in Innsbruck.)

an.[1]) Im Thalbecken von Sölden hat sie sich auf etwa 2500—2600 m Höhe gehoben; in diesem Niveau grenzen die gerundeten Bergformen gegen die zackigen, und sehen wir mehrfach Schliffkerben, z. B. am Abfalle des Kreuzkogls. Weiter in die Stammthäler des Ötzthales eindringend, finden wir um Gurgl die obere Schliffgrenze in 2700 m Höhe; der bekannte Aussichtspunkt der Hohen Mutt (2663 m) hat noch Rundformen. Wir treffen solche dann, wie unser nebenstehendes Vollbild zeigt, noch über der rechten Seite des grossen Gurgler Ferners im Hintergrunde des Thales. Unter dem Schwärzenkamme zieht sich eine sehr auffällige Schliffkehle, überragt von zackigen Formen, entlang. Sie hebt sich unfern der Karlsruher Hütte bis auf 2950 m empor; dann wird sie vom Gletscher bedeckt, der auf ihren tieferen Partien seine Ufermoräne angehäuft hat. Unser Vollbild zeigt diese charakteristische Szenerie.

Im Venter Thale sehen wir östlich Vent eine sehr deutliche Schliffkehle unter dem Gampelskopfe in 2750 m und unter den Ausläufern des grossen Ramolkogls in 2850 m Höhe. Gleich hoch liegt sie nordwestlich Vent am wilden Mannele. Im Niederthal treffen wir zwischen dem Niederjoch- und Marzellferner einen Rücken, der bis nahe an 3000 m rundliche Formen hat, und eben solchen begegnen wir rechts vom Schalfferner noch in 3000 m Höhe. Im Rofenthale begleitet uns bis zum Vernagtgletscher die grossartige, bereits S. 263 geschilderte Schliffkehle, in der wir von der Breslauer Hütte (2848 m) bis zu dem schliffbedeckten Buckel der Plattei wandern; hier weichen die Rundformen erst in 2900—2950 m Höhe den zackigen. Zwischen dem Vernagt- und Guslarferner erstreckt sich unter dem zackigen Grate der Hintergraslspitze unweit vom Hintergrasl eine bereits von Finsterwalder[2]) erwähnte Rundbuckellandschaft in 2950 m Höhe. Sie wird von einer 100 m höher gelegenen Kehle überragt, neben welcher die zackigen Formen der Hintergraslspitze (3195—3325 m) ansteigen. Tiefer schliessen sich die mächtigen Ufermoränen des letzten Gletscherhochstandes an die Flanken beider Gletscher. Endlich begegnen wir zwischen dem Hintereis- und Hochjochferner am Oberberge wieder rundlichen Formen, die bis 3000 m, also hoch über die Ufermoränen an beiden Gletschern ansteigen. Es erhebt sich also in den innersten Verzweigungen des Ötzthales die alte Gletscheroberfläche auf rund 3000 m, bis über die höchsten Ufermoränen, also über die heutige Schneegrenze.

Erst nicht unwesentlich unter der durch die Schliffgrenze angezeigten oberen Gletschergrenze liegen die höchsten Moränen. Sie finden sich an den Flanken des Hochjoch- und Hintereisferners in 2800 m, am Rofenberge in 2700 m, am Wege von Vent zur Breslauer Hütte und zum Ramolkogel in 2500—2600 m Höhe. Sie treten auf unserm Vollbilde S. 263 durch die an sie geknüpften Rutschungen deutlich entgegen. Diese Ufermoränen senken sich rascher, als die obere Schliffgrenze; wir begegnen ihnen in der unteren Partie des Venter-Thales bei Gaislach bereits in 1950—2030 m Höhe. Sie gehören einem späteren Gletscherstadium, nämlich dem Daunstadium (dies. Kap. VIII) an. Ich hatte sie im Auge, als ich 1885 die obere Gletschergrenze um Vent zu 2700 m Höhe angab (Zur Vergletscherung. Leopoldina XXI. 1885).

Stubaithal.

Die obere Gletschergrenze, die wir am Ausgange des Stubaithales in 2200 m Höhe gefunden haben, tritt in der Gegend von Neustift bereits in 2300 m Höhe als eine deutliche Schliffgrenze an der Elfer Spitze entgegen. Um Ranalt liegt sie an der Pfandler Alm schon 2500 m hoch, und in 2600 m Höhe erstreckt sich im Langen-

1) Vergl. hierzu und zum Stubaithale Simons Karte der Ötzthaler Alpen. Zeitschr. d. D. u. Öst- Alpen-Vereins. 1893. 1894. 1896. 1897.

2) Der Vernagtferner. Erg.-H. zur Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alp.-Ver. I. 1. 1897. S. 73.

thale oberhalb der Nürnberger Hütte die prachtvolle, S. 263 gewürdigte und abgebildete Schliffkehle, deren rundgehöckerter Bord zunächst unter die Ufermoränen, dann unter das Eis des Grüblferners taucht. Im Unterberger Thale hat dicht vor dem Fernau-, Schaufel- und Daunkoglferner der Eggessen Grat (2632 m) eine im allgemeinen noch rundliche Bergform. Hiernach liegt angesichts der heutigen Gletscher die alte Gletscheroberfläche im Stubaithale ganz erheblich, nämlich 300 m tiefer als im Ötzthale.

Gleiches gilt vom Gschnitzthale. Die obere Gletschergrenze kann bis zur Bremer Hütte (2400 m) verfolgt werden, wo sie in der S. 264 geschilderten prachtvollen Schliffkehle endet.

Zillerthal.

In der untersten Partie des Zillerthales reichen die rundlichen Gehängeformen bis in das Gipfelniveau herauf; die obere Gletschergrenze ist hier nach ihrem Auftreten im unteren Innthale in etwa 2000 m Höhe zu gewärtigen. Südlich von Fügen dürfte sie in 2100 m Höhe zu suchen sein; die Sagthaler Spitze (2244 m) und das Kellerjoch (2344 m) zeigen hier bereits zackige Formen. Nördlich Mairhofen nehmen wir sie in rund 2200 m Höhe an. Der langgedehnte Rücken des Penkenberges (2095 m) ist in seiner ganzen Ausdehnung rundlich; das Hochfeld (2351 m) dagegen hat eine zackige Gipfelpartie. Diesen Gegensatz führt uns J. v. Siegls Panorama von der Ahornspitze[1]) sehr deutlich vor Augen; es zeigt uns zugleich eine auffällige Verschiedenheit in den Formen des Gebirges nördlich und südlich Mairhofen: im Norden das rundliche, niedrige Schiefergebirge, im Süden die zackige Gneisszone mit zahlreichen Karen. Sie drängen sich auf dem Kamme links vom Stilluppthale so dicht zusammen, dass hier die Schliffgrenze ganz verschwindet; dass Ed. Richter[2]) die Eisstromhöhe mit 2000—2100 m zu tief annimmt, sehen wir, sobald wir den genannten Kamm von Westen her aus dem Zemmthale betrachten.[3]) Hier erscheint auf dem Nordabfalle des Tristner (2763 m) eine ziemlich deutliche Schliffkehle in 2300 m Höhe; etwa gleich hoch treten uns solche mehrfach an den Flanken des Zemmthales entgegen, z. B. unter dem Schönlahnerkopf. Im Zemmgrunde endlich treffen wir südlich der Berliner Hütte auf die prachtvollen Schliffkehlen an den Riedeln zwischen den drei Gletschern im innersten Winkel des Thales. Richter hat sie abgebildet und näher gewürdigt (a. a. O. S. 28 und Taf. 3). Der Riedel zwischen Horn- und Schwarzensteinkees wiederholt die charakteristische Gestalt des Schwärzenkammes. An seinem Fusse kerben die beiden Gletscher eine ihrem gegenwärtigen Stande entsprechende Schliffkehle ein; in 2400—2600 m Höhe wird er von einer höheren eines früheren Hochstandes halb umgürtet; aus dem Schliffbord erhebt sich der Horngrat.

Nördlich der Berliner Hütte liegen die Dinge anders. Das Gehänge ist zwar auch bis 2500 m hinauf gerundet, und bis zu dieser Höhe hinauf haben wir Gletscherschliffe parallel zur Thalrichtung gefunden. Höher folgt dann am Ochsnerkar die eine Wand, in die sich der vom Ochsner nach Süden ausgehende Kamm verläuft. Aber diese Wand bildet nicht den Abfall eines Grates, sondern über ihr erstreckt sich zur Seite des Ochsnerkares eine sanft westwärts fallende Böschung, die aufwärts bis 2700 m Höhe verfolgt werden kann und ganz den Eindruck einer vergletschert gewesenen Oberfläche macht. Es glückte uns nicht, auf dem weichen schiefrigen Gestein Gletscherschliffe zu finden, um darnach entscheiden zu können, ob wir es mit einem Stück Gletscherbodens eines ehemaligen Ochsner Kargletschers zu thun haben, der bis auf die Höhe jener Wand übergegriffen hat, oder ob der Zemmgletscher bis hierher gereicht hat. Sollte letzteres der Fall ge-

1) Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alp.-Ver. 1895.

2) Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen. S. 51.

3) Vergl. Die Spezialkarte der zentralen Zillerthaler Gebirgsgruppe. Zeitschr. d. Deutsch. u. Öster. Alp.-Ver. 1882.

wesen sein, so würden die ausserordentlich deutlich entwickelten Schliffkehlen am Horngrate einem späteren Gletscherstadium angehören, welches die eiszeitliche Schliffgrenze ganz zerstört hätte. Solange wir dafür nicht anderweitige zwingende Beweise haben, zögern wir, die obere Gletschergrenze im obersten Zemmgrunde in 2700 m Höhe anzusetzen, ohne die Möglichkeit bestreiten zu wollen, dass sie so hoch lag.

Ein Gletscherniveau von 2500 m, wie wir es eben im oberen Zemmgrunde kennen gelernt haben, tritt uns wiederholt auch im Zamser Thale entgegen; eine deutliche Schliffkehle verläuft unter dem Olperer und Riffler in 2500 m Höhe; ferner zeigt der vom Schrammacher ausgehende, zwischen Stampfl- und oberem Schrammacher Kees gelegene Riedel dieselbe Gestalt, wie der Horngrat mit einer Schliffkehle in 2500 m Höhe. Diesem Niveau entspricht das Überfliessen des Eises über das Pfitscher Joch.

Tauernthäler.

Aus den zahlreichen kurzen Thälern, die sich vom Kamme der Hohen Tauern ins Pinzgau ziehen [1]), liegen uns nur wenige Beobachtungen über die obere Gletschergrenze vor. Im Krimmler Thale wird sie in der Nähe des Tauernhauses durch eine Schliffgrenze am Weigelkarkopf in 2400 m Höhe angezeigt [2]), in den oberen Thalverzweigungen dürfte sie 100—200 m höher zu suchen sein. Ungemein klar tritt sie im Stubachthale entgegen. Zwischen seinen obersten Verzweigungen erhebt sich unfern des Kalser Tauern der Schafbühel auf 2350 m: ein über und über geschliffener Felsbuckel. An den beiderseits gelegenen Thalflanken ziehen sich Schliffgrenzen in etwa 2500 m Höhe entlang. Es hat hier das Eis wahrscheinlich bis über den Kalser Tauern gereicht und ist mit dem südalpinen in Berührung gekommen. Im Kaprunerthale trägt der Riegelberg der Hohenburg (2110 m) zwischen Wasserfall- und Mooser Boden noch durchaus Rundbuckelformen; Anzeichen der Schliffgrenze liegen links über dem Mooser Boden in 2400 m Höhe.

Die langen östlichen Tauernthäler erstrecken sich vornehmlich im Schiefer, welcher der Erhaltung glacialer Formen nicht günstig ist. Wir haben bei mehrfachen Durchwanderungen die obere Gletschergrenze im Rauriser Thale nicht deutlich zu verfolgen vermocht; die zackigen Gipfel- und Gratformen beginnen durchweg in über 2100 bis 2200 m Höhe. Im Hintergrunde des Thales ziehen sich beiderseits des Goldberggletschers (oder Vogelmaier Ochsenkar-Kees) am Abfalle des Sonnblick und des Herzog Ernst ungefähr parallel zur Oberfläche der heutigen Gletscherzunge zwei Kehlen aufwärts, die vielleicht einer alten, steil ansteigenden Schliffgrenze entsprechen. Sie liegen zwischen 2400 und 2500 m Höhe; auf der westlichen führt der Sonnblickweg eine Strecke weit entlang. In der hintersten Partie des Gasteiner Thales endlich setzen um Gastein die zackigen Gipfelformen in etwa 2200 m Höhe an; Rundformen reichen im obersten Thalwinkel in der Umgebung des Nassfeldes bis mindestens 2400 m.

Überblick über die zentralalpine Vereisung.

Wie spärlich die in vorstehendem zusammengestellten Daten auch sind, so lassen sie doch die Hauptzüge in der Entwicklung der zentralalpinen Vereisung erkennen. Wir sehen allenthalben, dass die Gletscheroberfläche von der grossen Längsthalflucht an allmählig mit einem Gefälle von kaum 10 ‰ anstieg [3]), worauf sie sich zum Kamme der Zentral-

1) Vergl. die Specialkarten der Venediger- und der Gross-Glockner-Gruppe in der Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alp. Vereins 1883 u. 1890.

2) Vergl. die Längenprofile der Thalflanken bei M. v. Prielmayer, Das Krimmler-Achen-Thal. Zeitschr. d. D u. Öst. Alp. Ver. 1891. S. 234.

3) Ötzthal bis Sölden 6 ‰, Zillerthal bis Mairhofen 8 ‰.

alpen rascher, mit einem Durchschnittsgefälle von 20 ‰ emporhob.[1]) Dieser letztere Anstieg war nicht so steil, wie der der heutigen Gletscher ist. Es trifft sich daher die eiszeitliche Gletscheroberfläche mit der heutigen; im Ötzthale geschieht es in einer Höhe von 3000—3100 m, also über der heutigen Schneegrenze, wie bereits von Ed. Richter[2]) hervorgehoben. Im Zillerthale erfolgt es in geringerer Höhe, nämlich 2700—2800 m, also ziemlich genau im Niveau der heutigen Schneegrenze.

Infolge der eben erwähnten Gefällsentwicklung liegt die Gletscheroberfläche in den Wurzeln der zentralalpinen Thäler um bestimmte Beträge höher, als in der grossen Thalflucht, nämlich in den innersten Winkeln des langen Ötz- und Zillerthales um 700 m, an den Wurzeln der weit kürzeren Tauernthäler um etwa 400 m. Dem entspricht, dass wir in den Hohen Tauern und im Zillerthale nur in den oberen Thalverzweigungen ein Eisniveau von über 2500 m treffen, während dasselbe in den Ötzthaler, Silvretta- und Engadiner Alpen von ausserordentlich stattlicher Verbreitung ist. Wenn aber auch die Vergletscherung im Westen absolut viel höher reichte als im Osten, so stieg sie doch hier relativ ebenso hoch an den Thalflanken an, wie dort. Es ragten aus der grossen zentralalpinen Vereisung im Osten und Westen Gipfel von 800 bis 1000 m relativer Höhe heraus, so im Engadin, so in den Ötzthaler und Zillerthaler Alpen, so in den Hohen Tauern, wenn auch in der Nähe der Längsthalflucht ausgedehnte Partien namentlich des Schiefergebirges unter Eis begraben lagen. Ganz ebenso verhält es sich in den Kalkalpen. Auch hier ragten die höchsten Gipfel 1000 m hoch aus dem Eise auf, im Westen allerdings weniger, als im Osten.

Eisstromnetz.

Es waren also sowohl die Zentralalpen wie auch die Kalkalpen während der Eiszeit nicht mit einem Inlandeise bedeckt, das seine gesamte Unterlage einhüllte; es müsste die Vergletscherung durchschnittlich um 1000 m mächtiger gewesen sein, um als Inlandeis zu erscheinen. Wir haben es in den zentralen Teilen des Gebirges mit einzelnen verfirnten Eisströmen zu thun, die sich namentlich in den nördlichen Kalkalpen, begünstigt durch die Gestaltung des Gebirges, zu einem wahren Netze zerfaserten und verknüpften; nur im Vorlande war die Vergletscherung eine allgemeine, aber nicht in der Form eines Inlandeises, sondern einer Vorlandvergletscherung. Wir wollen das Ganze ein Eisstromnetz nennen.

Wenn ich 1882 von einem alpinen Inlandeis gesprochen habe (V. D. A. S. 187), so geschah es lediglich, um auszudrücken, dass die Vereisung quantitativ weit grösser als ein Gletscher und vielfach zusammenhängend war. Ich habe zugleich betont, dass einzelne Gipfel und Bergzüge daraus hervorgeragt haben. Nachdem sich nun mehr und mehr herausgestellt hat, dass beim grönländischen Inlandeise dies nur in den randlichen Partien der Fall ist, während es in seinen zentralen nirgends von Bergen durchstossen wird, so wird es notwendig, zwischen dem Typus des Thalgletschers, welcher einem in bestimmtem Bette befindlichen Flusse vergleichbar ist, und dem Inlandeise, einer allgemeinen Eisüberschwemmung, noch einen Zwischentypus einzuschalten, nämlich den des Eisstromnetzes — einer ausgedehnten, aber nicht allgemeinen Überschwemmung entsprechend. Es ist der Typus, den heute der Malaspina-Gletscher im nordwestlichen Nordamerika zeigt.

Regelmässige Gefällsentwickelung des Eisstromnetzes.

Als Zwischentypus zwischen Thalgletscher und Inlandeis hat das Eisstromnetz

1) Ötzthal: Sölden—Hochjochferner 22 ‰, Zillerthal: Mairhofen—Hornriedel 18 ‰.

2) Geomorphologische Studien S. 28. Richter setzt hier das Zusammentreffen wenig höher, in 3100—3200 m an.

auf der Nordseite der Ostalpen eine Reihe von Eigentümlichkeiten mit beiden gemein. Sein Oberflächengefälle und damit die Richtung seiner Bewegung war nicht hauptsächlich bedingt durch das Gefälle seiner Sohle, wie beim Thalgletscher, sondern vielfach unabhängig von der Konfiguration des Untergrundes, wenn auch nicht in so hohem Masse, wie beim Inlandeis. Im Eisstromnetz war zwar die Bewegung des Eises im grossen thalabwärts, aber sie führte auch, wie wir sowohl in den nördlichen Kalkalpen, wie auch in den Zentralalpen gesehen, über Pässe hinweg, nicht mehr im Sinne des jeweiligen Sohlengefälles. In dieser ziemlich weitgehenden Unabhängigkeit des Oberflächengefälles vom Sohlengefälle liegt ein bezeichnendes Merkmal des Eisstromnetzes. Sein Oberflächengefälle trägt in manchen Stücken bereits die charakteristische Entwicklung des Inlandeises: Wir sehen in den zentralalpinen Thälern ein ungemein geringes Gefälle, welches sich verdreifacht, ja vervierfacht, dort wo sich das Eis in den Kalkalpen über ein Wehr ergiesst, und welches immer noch geringer ist, als das der Vorlandvergletscherung. Das mahnt an die regelmässige Wölbung des grönländischen Inlandeises, die durch Nansen und Mohn[1]) kennen gelehrt worden und theoretisch wahrscheinlich ist.

Am reinsten tritt uns diese Entwickelung dort entgegen, wo die auf der Nord- und Südseite des Gebirges gelegenen Eismassen über die Pässe der Zentralalpen miteinander zusammenhängen, wie z. B. in einem Schnitte längs der Brennerfurche oder über Reschenscheideck oder quer durch das Engadin. Da haben wir einen flachen Eisscheitel in der Mitte, von dem aus das Oberflächengefälle im Durchschnitte nach dem Rande hin zunimmt. Anders in den Zentren der zentralalpinen Vergletscherung. Hier waren die einzelnen Eisströme durch Gebirgskämme geschieden, von denen das Eis beiderseits mit verhältnismässig steilem Gefälle abfiel. Aber dieses steilere Gefälle beschränkte sich auf die aus dem grossen Eisstromnetze aufragenden Höhen und ihre unmittelbare Nachbarschaft, und erreichte nicht so hohe Beträge, wie das Gefälle unserer heutigen Gletscher. Die Oberflächenneigung des Eisstromnetzes in den nördlichen Ostalpen war nirgends so steil, dass sie nicht von einer Eisenbahnlinie in geradem Anstiege hätte überwunden werden können.

Zugehörigkeit der oberen Gletschergrenze zur Würm-Vergletscherung.

Die Einheitlichkeit in der Gefällsentwickelung der von uns über manche Lücken hinweg verfolgten oberen Gletschergrenze erweist unseres Erachtens ihre Zugehörigkeit zu ein und derselben Vergletscherung. Sie gestattet uns, die obersten erratischen Blöcke und höchsten Gletscherschliffe des Gebirges mit den Jung-Endmoränen des Vorlandes zu parallelisieren. Allerdings muss dabei im Auge behalten werden, dass die Eisoberflächen der einzelnen Rückzugsstadien, die wir noch kennen lernen werden, thalaufwärts asymptotisch sich an die der Würm-Eiszeit angeschlossen haben, weswegen manche so frisch aussehende, in das Niveau der Würm-Vergletscherung fallende Schliffkehle faktisch erst viel später entstanden sein kann. Dies gilt namentlich von der im Langenthale, sie gehört zu einem Gletscher des Daun-Stadiums (S. dieses Kapitel VIII).

Ob auch Reste von oberen Gletschergrenzen aus älteren Eiszeiten vorhanden sind, lässt sich heute nicht mit Sicherheit sagen. Der Umstand, dass die Altmoränen des Alpenvorlandes im Kremsgebiete sich nicht in das Gebirge hinein fortsetzen, macht

1) Wissenschaftliche Ergebnisse von Dr. Fr. Nansens Durchquerung von Grönland 1888. Erg.-H. 105 zu Peterm. Mitt. 1892 S. 76.

wahrscheinlich, dass hier die Gletschersaumablagerungen aus älterer Zeit zerstört worden sind, was nicht ausschliesst, dass sie sich hier und da doch erhalten haben. Wir haben nur einmal Veranlassung gehabt, die Frage nach solchen aufzuwerfen, nämlich angesichts der hochgelegenen zentralalpinen Geschiebe auf der Trisslwand bei Aussee. Ihr Auftreten wäre wohl vereinbar mit einem aussergewöhnlich hohen Alter: sie liegen in einer Gipfeldoline des Kalkgebirges, wo sie vor Abspülung geschützt sind.

Karlinge.

Die Gebirgsteile, welche die Hauptzentren der Würmvergletscherung gewesen sind, erhalten den Grundzug ihrer Gestaltung durch die Kare. Diese drängen sich meist so dicht nebeneinander, dass sowohl zwischen den Nachbarkaren desselben Thales

Fig. 51. Der Wannenkogel, ein Karling mit Karsee, überragt vom vergletscherten Karlinggebirge zwischen Gurgler und Venter Thal.

Nach einer Photographie von Würthle & Sohn in Salzburg.

wie auch verschiedener Thäler sich nur ein schmaler First erhebt, aus dem in der Regel dort, wo mehrere Karscheiden zusammenstossen, ein höherer Gipfel ansteigt. Man kann eine solche karbesetzte Erhebung als Karling bezeichnen. Fig. 51 stellt uns einen typischen Karling dar, den Wannenkogel bei Sölden mit dem Wannensee im Wannenkar. Die in den höheren Partien der Zentralalpen gelegenen Kare sind meist mit kleinen Gletschern oder den Firnfeldern von grösseren erfüllt. Da wir gesehen haben, dass oberhalb der heutigen Firngrenze die Oberfläche der alten Gletscher mit der der heutigen zusammenläuft, so dürfte die Firnerfüllung der Kare während der Eiszeit kaum viel bedeutender gewesen sein als heute, und es gewähren uns daher, worauf bereits Richter aufmerksam macht, die Firnkare in den Zentralalpen (z. B. in der Venedigergruppe) eine Vorstellung von dem Aussehen des Karlinggebirges, wie es aus der eiszeitlichen Vergletscherung herausragte. Andererseits aber führen uns die leeren Kare des Gebirges zu sichereren Annahmen über die Bodengestaltung unserer grossen Firnfelder.

Die Beziehung der Bodenhöhe der Kare zur alten Gletscheroberfläche tritt uns in den grossen Zügen ihrer Höhenlage deutlich entgegen. In den innern Winkeln der Zentralalpen liegen die Karböden an den Karöffnungen im Ötzthale oberhalb Vent 2900 m, im Zillerthale nahe am Hauptkamme 2500—2700 m hoch; im mittleren Ötzthale senken sie sich um Längenfeld bereits auf 2400 m, bei Mairhofen in den Zillerthaler Alpen auf 2100—2200 m herab.

Kaum tiefer, nämlich in 2100 m Höhe, treten uns die Karböden in der hinteren Karwendelkette entgegen, die ein mächtiges Zentrum kalkalpiner Vereisung war; 1900 m hoch sahen wir sie in der Mieminger Kette. Sobald wir aber dann in den Voralpenzug der Kalkalpen übertreten, sehen wir entsprechend dem raschen Falle, den das Eis dahin machte, die Karböden viel tiefer, im Soiernkessel nur 1600 m hoch. Immer bleibt die Bodenhöhe der Kare nahe dem Niveau des benachbarten Thalgletschers. Wo genauere Bestimmungen vorliegen, fällt sie etwas darunter (Gaisthal, Stillupthal), nirgends liegt sie darüber.

Dem widerspricht nicht die Angabe Richters (S. 46), dass die Ursprungskare über der Eisstromhöhe liegen; er fasst nicht die Höhe der Karschwelle, sondern die des obersten Karhintergrundes ins Auge. Unrichtig ist die Angabe Böhms von Böhmersheim (Die alten Gletscher der Mur und Mürz a. a. O. S. 20), dass die Karböden im Zillerthale weit unter der alten Gletscheroberfläche lägen. Er giebt die Höhe der Kare des unteren Zemmthales (1900—2000 m) richtig, die der Gletscheroberfläche aber mit 2700—2800 m viel zu hoch an.

Asymmetrie der Karlinge.

Die Entwickelung der Kare ist nicht allenthalben gleich stark. Wiederholt sind sie auf der einen Seite eines Kammes stärker entfaltet, als auf der andern. In den meridional gerichteten Nebenkämmen der Zentralalpen sind die Ostabdachungen entschieden karreicher, als die Westabdachungen. So am Nordende des Kammes zwischen Kaunser Thal und Pitzthal, zwischen Windachthal und Ötzthal, zwischen diesem und dem Sulzbachthal. In allen diesen Fällen sind die Kare der Westseiten verkümmert, die der Ostseiten stark entwickelt. Dem entsprechend erscheinen die Wasserscheiden nach Westen gerückt. Diese asymmetrische Lage der Scheiden wiederholt sich auch zwischen den einzelnen Tauernthälern, die sich von der Venedigergruppe ins Pinzgau ziehen, wo sie zuerst von Ed. Richter[1]) bemerkt worden ist; sie herrscht zwischen einigen Thälern der Niederen Tauern, z. B. zwischen dem Oberthal und Unterthal südlich Schladming, zwischen Grosser Sölk und Seyfrieding (Spez.-Karte 16 IX u. 16 X); sie kommt aber auch an ostwestlich streichenden Kämmen vor. Hier ist die Karentwickelung auf der Nordseite die bedeutendere, auf der Südseite ist sie verkümmert, wie z. B. an der Paider Spitze zwischen Sellrain und Innthal. Es kann als Regel gelten, dass die Kare auf den Schattenseiten des Gebirges stärker entfaltet sind, als auf der Sonnenseite, auf der kühlen Morgenseite kräftiger, als auf den warmen Nachmittagsseiten, und dass dementsprechend die Wasserscheiden nach Mittag und Abend gerückt erscheinen.

Diese Regeln werden im Karwendelgebirge durchbrochen; die grössten Kare der hinteren Karwendelkette öffnen sich nach Süden. Ebenso ist es im mehrfach erwähnten Gaisthale unterhalb der Tillfusalm, während sie oberhalb genannter Alm auf der Südseite des Thales, also auf der Schattenseite liegen (vergl. Fig. 61). Die Kare bevorzugen hier jeweils das breitere Gehänge. Das gilt auch vom Karwendelgebirge. Die grössten Kare liegen hier auf den breiteren, dem Schichtfallen folgenden Abdachungen. Die Asymmetrie des Kammes ist hier durch den Gebirgsbau vorgezeichnet.

1) Die Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888. S. 214.

Beziehungen zwischen Karbildung und Höhe.

Der Karling-Charakter ist beschränkt auf die höheren Erhebungen über das alpine Eisstromnetz und geht in dem Masse verloren, je weniger das Gebirge über die alte Gletscheroberfläche ansteigt. Das zeigt recht deutlich der Kamm zwischen Oberinnthal und Paznauner Thal. Mehrfach 3000 m Höhe überschreitend, ist er ein typischer Karling; aber der niedrigere Ast, den er nach Nordosten, zwischen Inn- und Urgthal erstreckt, ist es nicht mehr. So lange er bis zum Brunnenkopf in über 2600 m Höhe bleibt, ist er halb ein Karling, die Kare beschränken sich auf seinen Nordabfall; sobald er aber zum Schönjöchl (2488 m) herabsinkt, erscheint er karfrei mit gerundeten Formen. Auf der Karlspitze rechts vom Inn stehend, sehen wir, wie von einer bestimmten Höhe an sich Kare einstellen und aus dem Rundling allmählich ein Karling hervorgeht.

Der Übergang, den wir hier an einem Kamme beobachten können, vollzieht sich allenthalben im Umkreise der Karlinge, und ist bezeichnend für die Bergformen, die zwischen den Zentren der grossen Vergletscherung und dem Rande des Gebirges gelegen sind. Haben wir es in den Zentralalpen vornehmlich mit Karlingen und Kämmen zu thun, die durch kurze Hängethäler gegliedert werden, so gehören nur die höchsten, 2300—2500 m Höhe überschreitenden Kämme und Ketten der nördlichen Kalkalpene sofern sie 500—600 m über die Eisoberfläche aufragten, zu den Karlingen, so die Parseier Kette, das Wettersteingebirge und das Mieminger Gebirge, die Karwendelketten und das Wilde Kaisergebirge bei Kufstein. Die niedrigeren Ketten von über 2000—2300 m Höhe, die nur 200—500 m sich aus der Vergletscherung erhoben, sind in der Regel nur Halbkarlinge, nur ihre Nordseite zeigt Kar neben Kar; die Südseite trägt rundliche Formen. So ist es im Karwendel-Vorgebirge (1900—2100 m), so namentlich mit der Kette des hinteren Sonnenwendjoches (westlich Kufstein, 1988 m), mit einigen Höhen des Salzburger Schiefergebirges, z. B. dem Wildseeloder (2115 m), sowie auch mit der Kette des Rindalpenhornes (1823 m) der algäuer Molassenzone. Die niedrigeren Berge endlich, welche nur unbedeutend über die Gletscheroberfläche aufgeragt haben, tragen entweder nur einzelne Kare, wie der Hauchenberg (1244 m) in den algäuer Vorbergen oder wie die niedrigen Gipfel der Schafberggruppe (S. 235), oder sie sind ganz karfrei, wie zahlreiche Berge der Flyschzone und die niedrigen der Kalkalpen im Tegernsee-Schlierseer Gebiete. Die Gipfelform in unserm Gebiete wechselt mit der Höhe, die niedrigsten Berge sind Rundlinge, die mittleren Halbkarlinge, die höheren Karlinge. Aber die Grenzen dieser Formen werden nicht durch bestimmte Meereshöhen gezogen, sondern durch Niveaus, die ungefähr parallel zur alten Eisoberfläche laufen. Daher treffen wir Rundlinge am Rande des Gebirges nur bis 1700—1900 m, im Innern erheben sie sich, wie wir am Hintereisferner gesehen haben, bis 3000 m.

Beziehungen zwischen Karlingen und Rundlingen.

Nicht alle Hauptzentren der Vergletscherung tragen den Charakter von Karlingen. Wir haben zwei Gruppen von Ausnahmen zu verzeichnen. Die relativ höchsten Erhebungen im Eisstromnetze, die wir in der Gegend des Wiesbachhornes zwischen dem Fuscher und Kapruner Thale kennen gelernt haben, sind frei von Karen. Gleiches gilt im grossen und ganzen von den Kalkplateaus der nördlichen Kalkalpen, dem Steinernen Meer mit der Übergossenen Alm, dem Tennengebirge, dem Dachsteingebirge und dem Toten Gebirge. Diese Kalkklötze haben ihre eigenen zusammenhängenden Plateauvergletscherungen getragen, wie eine solche noch in bescheidenem Masse auf der

Übergossenen Alm vorliegt. Aber auch die spitzen Hörner zwischen dem Kapruner und Fuscher Thale dürften ganz verfirnt gewesen sein, wenigstens reichen heute noch am Hohen Tenn (3371 m) und am Wiesbachhorn (3570 m) die Firnfelder im Westen und Norden bis auf die Spitzen hinauf, und bei eiszeitlichen Zuständen ist dies wohl auch auf ihren anderen Seiten der Fall gewesen. Es fehlen die Kare auf jenen Erhebungen, welche während der Eiszeit nachweisbar oder wahrscheinlich eine zusammenhängende Firn- und Eisbedeckung hatten; sie sind in ihrem Auftreten beschränkt auf jene über der Schneegrenze und der Eisoberfläche gelegenen Gebirgsteile, in welchen die Firnfelder, wie die meisten der heutigen, von einem Stück aperen Gehänges überragt waren. Damit ist ein Fingerzeig für die Entstehung der Kare gewonnen: Sie erscheint geknüpft an die Stellen, wo sich das Firnfeld durch eine Randkluft vom Hintergehänge scharf absetzt. Hiernach ist die Entwicklung der Kare nicht bloss geknüpft an eine bestimmte Höhe, sondern auch an gewisse morphologische Züge. Welche es sind, geht aus der beinahe vollständigen Übergangsreihe von den Karlingen zu den Rundlingen hervor. Die Mittelgebirgsformen mit gerundeten Wasserscheiden, bieten bei entsprechender Höhenlage die besten Bedingungen für die Bildung der Kare, und die Verbreitung derselben liefert einen Anhalt zur Beurteilung der ehemaligen Rundlingformen: sie haben sich bis in die innersten Winkel der Ostalpen erstreckt, wie wir bereits auf anderem Wege erschlossen haben.

Indem wir die Karbildung nicht als eine notwendige Folgeerscheinung der Vergletscherungen erkennen, wird uns erklärlich, warum sie in manchen Gebieten ganz fehlt, in anderen zurücktritt. Solch regelmässige Karlinge, wie sie der Stillupkamm im Zillerthale aufweist, sind nicht häufig; nicht selten sind die Fälle, dass die Kare neben Stellen, wo sie gut entwickelt sind, fehlen und sich mit einem Male der Hörner-Charakter einstellt. An solchen Stellen dürften die eiszeitlichen Firnfelder bald unter hohen Wänden der Gipfel geendet, bald auf dieselben heraufgereicht haben, so wie wir dies gar nicht selten auch heute sehen, z. B. in den Zillerthaler Alpen, wo zwar die Firnfelder in der Regel von Felswänden umrahmt werden, sich aber am Schwarzenstein, am Riffler und an der gefrorenen Wand bis zu den Gipfeln emporziehen.

Unsere Darlegungen erweitern Ed. Richter's Beobachtungen über das Auftreten der Kare durch den Hinweis auf ihre Beziehung zu der Randkluft. Richter hat die doppelte Abhängigkeit der Kare von der Erhebung über der Schneegrenze und über die alte Gletscheroberfläche scharf auseinandergehalten und zugleich gezeigt, dass die Karbildung eine gewisse Breite des Gebirgskammes voraussetzt, also auf schmalen Firsten fehlt. (Vergl. Geomorphologische Untersuchungen S. 15—27.)

IV. Die Übertiefung des Innthalsystems.

Formenschatz und Betrag der Übertiefung. Unterinnthal. Oberinnthal unterhalb Imst. Fernpass. Oberinnthal zwischen Imst und Landeck, Paznaun. Innthal oberhalb Landeck, Engadin. Finstermünz und Reschenscheideck. Ötzthal. Wippthal und Stubai. Zillerthal.

Formenschatz und Betrag der Übertiefung.

Der Zustand der Übertiefung, in welchem wir die grossen Gletscherthäler an ihren Ausgängen in die subalpinen Zungenbecken kennen gelernt haben, beherrscht ihre Gesamtentwickelung in den Alpen. Immer liegen ihre Sohlen erheblich niedriger

als die ihrer kleinen Nebenthäler; die Flüsse der letzteren eilen ihnen durch enge Klammen zu oder stürzen in Wasserfällen zu ihnen herab; Gleichsohligkeit der Thalmündungen ist in den Alpen die Ausnahme, Stufenmündungen sind die Regel.

Ihre Höhe giebt uns ein Mindestmass für die Übertiefung, welche das Hauptthal gegenüber seinen Nebenthälern erfahren hat; der erhaltene Betrag kann dann, wenn die Sohle des Hauptthales reichlich mit Geröll aufgeschüttet ist, oder wenn die des Nebenthales vertieft worden ist, nicht unerheblich hinter dem wahren zurückstehen. In einigen sehr breiten Hauptthälern entspricht dem Niveau der hochgelegenen Nebenthalsohlen eine weithin verfolgbare Felsterrasse, deren Hochfläche als Überrest eines nunmehr zerschnittenen Thalbodens anzusehen ist, und welche sich daher in ziemlich gleichbleibender Höhe über der heutigen Thalsohle befindet. Sie gewährt einen sehr wichtigen Anhalt, die hochgelegenen Sohlen der Nebenthäler als Glieder eines nunmehr zerstörten höheren Thalsystemes zu erkennen.

Der Boden der in dieses höhere Thalsystem eingeschnittenen übertieften Thäler ist vielfach in ausgedehnter Weise mit jüngerem Schutte erfüllt, entweder mit dem Gerölle des Thalflusses oder mit den Schuttkegeln seiner Nebenflüsse. Dies ist die Regel für die dem Alpenrande benachbarten Thalstrecken; nur dann und wann ragen aus ihrer Sohle einzelne inselförmige Erhebungen des Grundgesteines auf. Erst ziemlich weit vom Fusse des Gebirges hebt sich in den übertieften Thälern eine felsige Sohle heraus; zunächst in Form von einzelnen Riegeln, welche verschüttete Partien von einander trennen, zuletzt in den innersten Thalwinkeln, in ausgedehnterem Masse. Neben der flach muldenförmigen Thalsohle erheben sich hier steile Gehänge. Solche Thäler haben einen U-förmigen Querschnitt; Ed. Richter[1]) hat sie Tröge genannt; wir folgen seinem Beispiele, obwohl wir früher das Wort in anderm Sinne anzuwenden vorgeschlagen haben.[2]) Im Längsschnitte zeigen die Thaltröge selten nur gleichmässiges Gefälle, meist zerfallen sie in einzelne Becken, die durch Einschnitte des Thalflusses quer durch die sie trennenden Riegel gegeneinander geöffnet sind; vielfach haben sie einen ausgezeichneten Stufenbau. Die Flanken der Tröge — vergl. Fig. 52 — sind häufig so steil, dass sie den Abbruch von Material begünstigen, weswegen sie dann als Felswände erscheinen, deren Fuss mit Schutthalden umsäumt ist. Sie stossen mit den weniger steilen Gehängen der höheren nicht übertieften Thalpartien in einer ausspringenden Kante zusammen, das ist der Trogrand Richter's. (Vergl. auch Fig. 55 S. 306.) Als Verschneidung zweier Gehängepartien hält er sich nicht in so konstantem Abstande über der Thalsohle, wie die Felsterrassen in den breiten übertieften Thälern, und seine Höhe über derselben giebt uns nur ausnahmsweise ein Mass der stattgehabten Übertiefung. Letztere können wir jedoch annähernd schätzen, wenn wir uns die Gehänge der nicht übertieften Thalpartie über den Trogrand hinaus ideal fortgesetzt denken, bis sie sich verschneiden, wir erhalten dann die mutmassliche frühere Thalsohle, deren Abstand von der heutigen der Übertiefung entspricht.

Selbstverständlich kann es sich dabei nur um eine annähernde Bestimmung handeln, da bei der Rekonstruktion der alten Thalsohle individuellem Ermessen ein nicht unbeträchtlicher Spielraum bleibt, den man allerdings durch häufige Konstruktionen sehr einengen kann. Gerade die Trogthäler spielen aber für Ermittlung der Übertiefung deswegen eine sehr wichtige Rolle, weil in ihnen der durch Übertiefung entstandene Thalboden zu Tage liegt und nicht von jüngeren Auf-

1) Geomorphologische Studien. S. 49.

2) Morphologie der Erdoberfläche. 1894. II. S. 65 u. 110.

schüttungen verhüllt ist. In den langen Thalstrecken, in welchen letzteres der Fall ist, kann man nur Mindestbeträge der Übertiefung bestimmen, da für Beurteilung der Mächtigkeit der Thalaufschüttung alle Anhaltspunkte fehlen. Dagegen bieten sich vielfach solche zur Schätzung der Abtragung, welche Thalstufen und Terrassen erfahren haben, sobald man nicht bloss einzelne Vor-

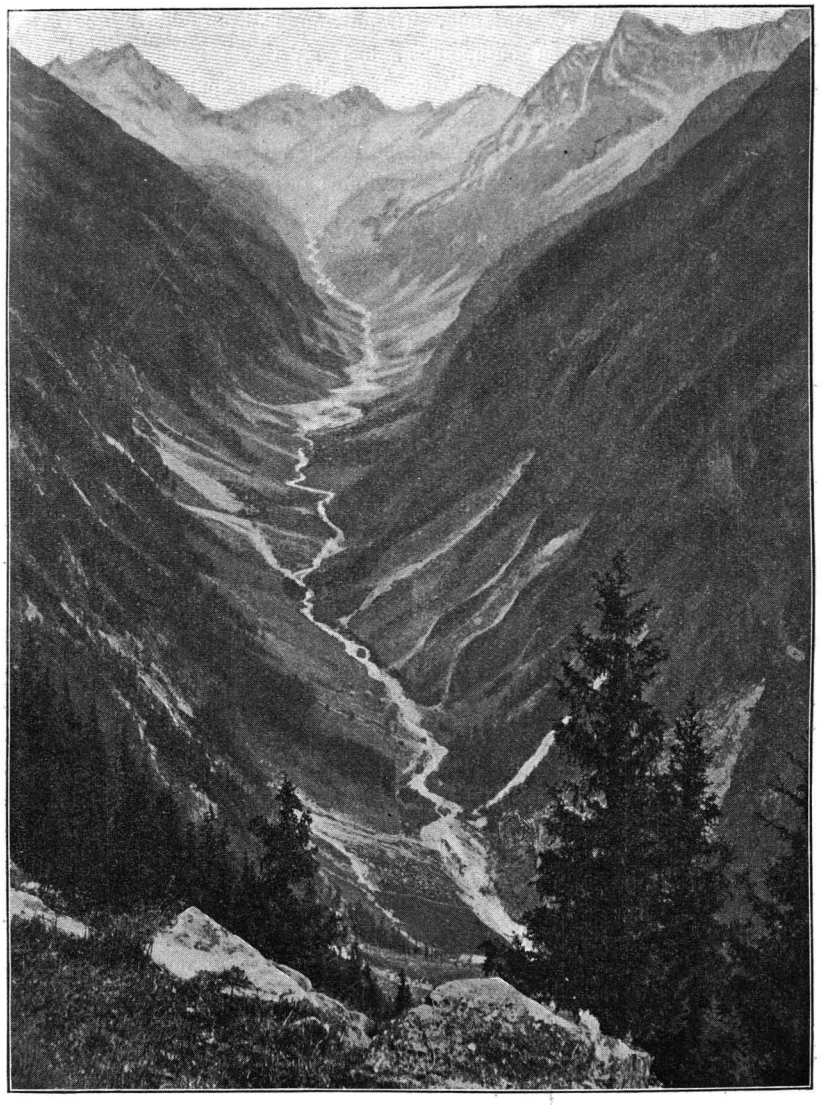


Fig. 52. Trog des Floitenthales in den Zillerthaler Alpen.

Nach einer Photographie von K. Angerer in Schwaz.

kommnisse, sondern Komplexe von solchen in Betracht zieht, und es gelingt mit ihrer Hilfe, die Spuren des präglacialen Thalsystemes, die wir in der Sohle des Deckenschotters im Alpenvorlande und neben den übertieften Thalmündungen kennen gelernt haben, bis in die innersten Winkel des Gebirges, bis zu den Trögen zu verfolgen.

Unterinnthal.

In der Gegend von Oberaudorf haben wir uns zum ersten Male mit dem Wesen eines übertieften Thales bekannt gemacht (S. 145) und dort im Niveau der präglacialen Landoberfläche des Alpenvorlandes Anzeichen einer alten Thalsohlenhöhe in weniger als 700 m Höhe gefunden. Weiter aufwärts begegnen wir vielfach entsprechenden Höhen, so zunächst in der Gegend von Kufstein. (Österr.-ungar. Spezialkarte 15 VI Kufstein.) Hier hat, wie aus Fig. 49 zu entnehmen, das malerische Kaiserthal eine deutliche Stufenmündung, in die der Sparchenbach eine tiefe Klamm eingefurcht hat; unmittelbar unterhalb dieser Mündung fällt das rechte Innthalgehänge unter dem Roger mauerartig steil ab, es sieht aus wie unterschnitten; auf der anderen Thalseite erhebt sich als erstes Stück der Felsterrasse, der wir nun häufiger begegnen werden, der Tierberg mit seinem höchsten Punkte auf 726 m; aus dem Thale selbst steigen die Inselberge des Zellerberges und der der Feste Kufstein auf 593 und 553 m an; sie bleiben tief unter dem Niveau der Thierbergterrasse, welche ungefähr dem der alten Thalsohle entsprechen dürfte. Erst ein Dutzend Kilometer oberhalb Kufstein begegnen wir zum ersten Male einer gleichsohligen Thalmündung am Inn. Sie liegt dort, wo der Fluss bei Wörgl sich entschieden aus der bisher befolgten Längsthalrichtung nach Norden wendet; letztere setzt sich hier eine Strecke weit an der Brixenthaler Ache aufwärts fort. Dieses Thalstück, in welches der Inngletscher eindringen musste, wenn er in das Gebiet der Kitzbüheler oder Chiemsee-Ache überfloss, liegt gleichsohlig mit dem Innthale. Auf dessen anderer, linken Seite hat sich zuvor eine Felsterrasse eingestellt. Sie bildet (Spezialkarte 16 VI Rattenberg) den Sockel der Moränen des Unter-Angerberges, und erreicht dann im Ober-Angerberge 750—760 m Höhe. Auf der rechten Thalseite haben wir eine ganze Reihe von Stufenmündungen, in welche die Bäche enge Klammen eingeschnitten haben, so der Wörgler Bach mit seinem Wasserfalle, der kleine Authal-Bach, der Wildschönauer Bach bei Kundl und der Alpbach bei Brixlegg. An keinem dieser Bäche führt ein Weg entlang; wollen wir in ihre besiedelten Thalgebiete gehen, so müssen wir am Innthalgehänge bis über 700 m Höhe ansteigen, um dann in ihre breiten Furchen einzubiegen. Ein Blick vom linken Thalgehänge, z. B. vom Kegelhörndl bei Kirchbichl, auf das rechte zeigt uns hier dicht neben dem Innthale reich verzweigte höhere Thalgebiete, die jäh abbrechen, als wären sie abgeschnitten: Ohne nennenswerte Ein- und Ausbuchtungen verläuft unter ihnen ein Steilgehänge, das jäh, vielfach ohne Schutthalden am Fusse, aus der aufgeschütteten Sohle des Innthales ansteigt. Ebenso ist der Abfall des Angerberges; und wenn oberhalb von ihm die Brandenberger Ache ebenso wie die Thierseer Ache bei Kufstein in wegsamem Thale mündet, so kann doch hier wie da nicht von einer gleichsohligen Mündung die Rede sein: Die Achen fliessen im engen Thale, hoch darüber aber erstreckt sich ein alter Thalboden, auf welchem hier die Gehöfte von Brandenberg in 900 m, dort (vergl. Fig. 49) die der Gemeinde Thiersee in 800 m Höhe liegen.

Bei Jenbach treffen wir eine zweite gleichsohlige Thalmündung; es ist die des Zillerthales, aus dem der Inngletscher einen mächtigen Zufluss erhalten hat. Weiter thalaufwärts (Spezialkarte 16 V Innsbruck) zieht sich links des Inns die Terrasse des Gnadenwaldes entlang; sie besteht aus losen Aufschüttungen, mit denen wir uns noch zu beschäftigen haben. Solche Aufschüttungen finden sich zwar auch rechts vom Flusse; im allgemeinen aber bestehen die Terrassen, die sich hier in 800—900 m Höhe entlang ziehen, aus Fels. Sie zeigen jeweils an der Mündung von Seitenthälchen eine Ver-

breiterung, indem sie sich ein Stück weit in dieselbe einstülpen, während die Gerinne dieser Seitenthälchen, der Pill-, Weer-, Watten und Volderbach, sich in engen, klammähnlichen Einschnitten zum Inn herabstürzen. Wieder folgen die Wege nach den Seitenthälchen nicht den Wasseradern, sondern ersteigen erst das steile, förmlich unterschnittene Gehänge des Innthales bis zum Terrassenrande, um dann in die Thäler einzubiegen. Am grossartigsten ist diese Entwickelung in der Umgebung von Innsbruck. An der Mündung des Wippthales (vergl. Spezialkarte 17 V Sterzing) erstreckt sich in 800 bis 900 m Höhe eine breite Felsterrasse; es ist das Mittelgebirge von Innsbruck, das sich tief hinein in das Wippthal, bis an die Mündung des Stubaithales, buchtet. Es wird vom Sillflusse in tiefem Einschnitte durchmessen, dem erst, und zwar mit Schwierigkeiten, der moderne Verkehrsweg der Eisenbahn zu folgen vermag; die Brennerstrasse

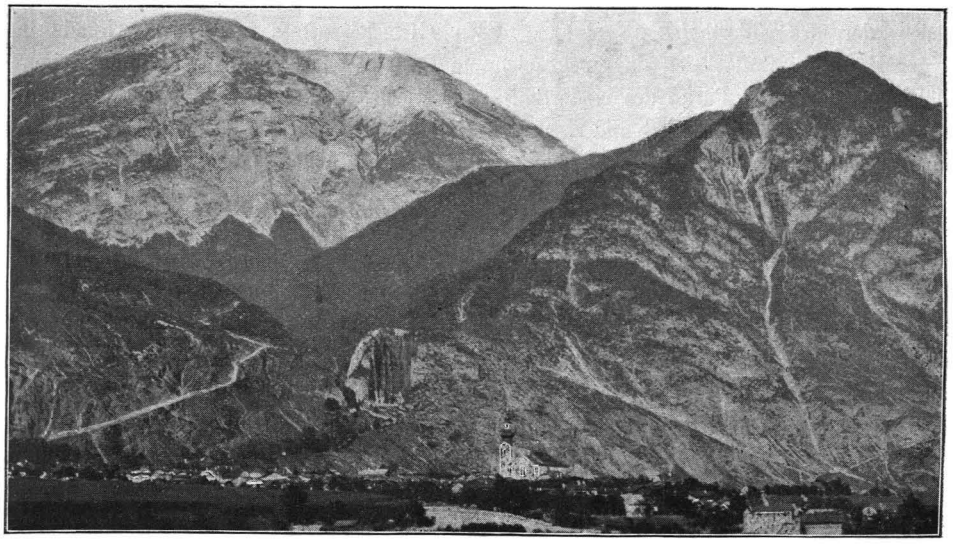


Fig. 53. Stufenmündung des Brunnthales mit Klamm bei Zirl überragt vom grossen Solstein. Nach einer Photographie von Fr. Gratl in Innsbruck.

windet sich am Steilabfalle der Terrasse bis zu ihrer halben Höhe empor, um dann erst eine Terrasse der Sill zu erreichen. Unverkennbar ist die Hochfläche des Mittelgebirges ein alter Thalboden; er wird durch die Rudimente, die wir von Oberaudorf an kennen gelernt haben, mit der präglacialen Landoberfläche des Alpenvorlandes verknüpft.

Oberinnthal unterhalb Imst.

Wir können die Hochfläche des felsigen Mittelgebirges bis an die Mündung des Sellrainthales verfolgen, wo sie uns in über 900 m Höhe entgegentritt (Spezialkarte 17 IV Ötzthal); weiter aufwärts ist sie an der rechten Thalflanke des Inn zunächst verwischt, und schliesslich verschwindet sie in der Gegend von Stams und Silz ganz (Spezialkarte 16 IV Zirl). Steilwandig fallen hier die Flanken des Innthales bis zur Thalsohle ab, wenig gegliedert und zerschnitten, als wären sie abgeschnitten worden. Dafür stellt sich auf der linken Thalseite ein felsiges Mittelgebirge ein. Wir begegnen

ihm zunächst in Rudimenten im Schlosswalde bei Zirl in etwas über 1000 m Höhe; die Strasse zum Seefelder Passe macht eine grosse Schlinge, um dies Terrassenstück zu ersteigen, worauf sie auf dessen Höhe allmählich emporführt. Daneben haben Schlossbach- und Brunnthal entsprechend hohe Stufenmündungen, in welche, wie Fig. 53 auf voriger Seite zeigt, ihre Gerinne tiefe, unwegsame Klammen eingeschnitten haben. Bei Telfs setzt sodann das Mieminger Mittelgebirge ein, das, im Ach- oder Nachberge mit 1033 m gipfelnd, sich an den schon früher gewürdigten Inselberg des Simmering und Tschirgant anlehnt. Sein Abfall gegen den Inn ist durchweg ungemein steil, nicht gegliedert durch Einrisse und Thälchen, wieder wie unterschnitten; seine Oberfläche ist stark abgeschliffen, und dürfte unter der des präglacialen Thalbodens liegen, dessen Höhe wir nach den Verhältnissen an der Mündung des Ötzthales daselbst in etwa 1100 m suchen.

Das Ötzthal bietet uns auf der 125 km langen Strecke, die wir von Oberaudorf an durchwandert haben, das dritte Beispiel einer gleichsohligen Thalmündung; sie ist gleich der des Zillerthales an einen grossen Gletscherzufluss geknüpft. Gerade in seiner Mündung findet sich das ausgezeichnete Beispiel eines zurückgebliebenen Seitenthälchens: die obere Partie des Nederthales senkt sich ziemlich sanft bis Wald (1500 m) herab, dann beginnt es rascher und rascher zu fallen, in der engen Auerklamm schliesslich den Stuibenfall bildend, erreicht der Thalbach die Ötzthaler Ache. Oberhalb der Mündung des Ötzthales erhebt sich die erste felsige Schwelle aus dem Boden des Innthales, es ist der Riegel von Karres (Spezialkarte 17 III Landeck); zum ersten Male längs des von uns verfolgten Weges rauscht der Inn hier über festes Gestein. Bis 850 m, 130 m über den Fluss ansteigend, bleibt dieser Riegel noch tief, nämlich etwa 350 m, unter dem präglacialen Thalniveau. Neben ihm hat das Pitzthal eine typische Stufenmündung, in welche der Pitzbach eine ungangbare Schlucht eingeschnitten hat. Die Thalsohle mit den Dörfern Arzl und Wenns liegt allerdings nur 900—1000 m hoch; daneben zieht sich aber in rund 1200 m Höhe die Terrasse von Leins entlang, die in das Niveau der von uns bisher verfolgten Felsterrassen fällt. Fassen wir die Verbreitung der letzteren ins Auge, so erkennen wir, dass sie alternierend, bald auf der einen, bald auf der andern Thalseite auftreten: erst haben wir links das Mieminger Mittelgebirge, dann rechts das Innsbrucker und schliesslich wieder links den Angerberg. Sie haben gleiche Lage wie die Kiesbänke eines Flusses.

Haben wir den Riegel von Karres überschritten, so kommen wir wieder auf eine mit Schottern erfüllte Thalsohle. Sie zieht sich in das Gurglerthal von Imst gegen Nassereith, ähnlich der des unteren Brixenthales, dem Wege folgend, den ein Zweig des Inngletschers über den Fernpass in die Kalkalpen hinein eingeschlagen hat. Noch bei Tarrenz treffen wir über dieser breiten Thalsohle Anzeichen einer felsigen Terrasse in über 1000 m Höhe; die Ostwandungen des Fernpasses zeigen ferner Ansätze eines Trograndes; wie gross aber der Betrag der Übertiefung hier ist, lässt sich nicht schätzen, da enorme Bergsturzmassen das Thal verschütten; doch weisen gerade sie auf eine stattgehabte Übertiefung, durch welche die Gehänge übersteil geworden sind.

Fernpass.

Die Bergsturzmassen des Fernpasses haben 1882 in mir den Eindruck einer eingestürzten, zusammengebrochenen Masse gemacht (V. D. A. S. 59), und da nördlich von ihm zentralalpines Material nicht gerade häufig ist, so habe ich geschlossen, dass er während der letzten Vergletscherung wenigstens nicht in seiner heutigen Tiefe bestanden habe und durch einen postglacialen Einsturz entstanden sei. An der Richtigkeit dieser Auffassung hat Hartmann Falbesoner in seiner Schrift über den Fernpass (XI. Progr. d. fürstbisch. Gymn. Brixen) 1886 Zweifel geäussert.

Eine erneute Untersuchung hat mich vergewissert, dass der Fernpass wirklich vom Eise passiert worden ist. Nur der Boden des gewundenen Passthales ist von Bergsturztrümmern bedeckt, an den Gehängen finden sich Gletscherspuren. Sie knüpfen sich namentlich an eine Terrasse von 1700 m, auf welche ich 1882 bereits hingewiesen habe. Steigen wir am östlichen Gehänge des Passthales aufwärts, so treffen wir bald auf erratische Geschiebe, und in der Gegend der Mittenau Alm auf typische Ufermoränenwälle. Der eine liegt unweit der Almhütten und erreicht eine Höhe von etwa 1750 m; unfern von ihm ist ein nordöstlich gerichteter Gletscherschliff vorhanden. Weiter nordöstlich schmiegt sich an den Nordabfall des Wanneck in 1800—1830 m Höhe ein deutlicher Wall an den Berghang, und staut an demselben kleine Wasseransammlungen auf. Das Material dieser Wälle ist vorwiegend Kalk; doch fehlen Urgebirgsgeschiebe nicht. Wir haben sohin hier das Ufer eines im Passthale nordwärts sich bewegenden Gletschers, und dieses Ufer liegt 300 m tiefer als die höchsten erratischen Blöcke, welche Hartmann Falbesoner bis 100 m unter dem Gipfel des benachbarten Alples Kopfes (2259 m) gefunden hat. Es gehört daher einem späteren, nämlich dem Bühl-Stadium der Vergletscherung an, während dessen die Gegend des Fernpasses bereits unterhalb der Schneegrenze gelegen war.

Tief unter diesen Gletscherspuren, in einem Thale mit den steilen Wandungen eines Troges, liegt das Trümmerwerk des Bergsturzes. Er dürfte durch Abbruch einer bedeutenden Masse unter dem Loreakopfe erfolgt sein. Hier findet sich im Reichsforste eine grosse Nische im Berggehänge. Unterhalb von ihr liegt die Hauptanhäufung der Trümmer, welche die Passhöhe (1210 m) bildet. Nördlich von ihr erstrecken sich noch bis Bieberwier hin einzelne sehr bedeutende Trümmerhaufen; zwischen ihnen befinden sich der Blindsee, Weissen- und Mittersee. Nach Süden hin ist das Trümmerfeld weniger ausgedehnt, es umschliesst den Sameranger See in der Gegend von Fernstein und läuft aus in eine Anzahl recht steiler kegelförmiger Haufen, die aus losem Dolomitschutt bestehen. Sie erreichen anfänglich 40—60 m Höhe weiter südlich nur 20—30 m; einige von ihnen finden sich noch im Gurglthale unterhalb Nassereith. Falbesoner (S. 37) erklärt sie für Endmoränen eines Lokalgletschers, auch v. Mojsisovics erwähnt Moränen vom Fernpasse (Die Kalkalpen. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1871. S. 236). Dem aber widerspricht sowohl ihre Zusammensetzung aus eckigem Schutt, wie auch ihre Form. Sie gleichen den Toma-Hügeln oberhalb Chur an den letzten Ausläufern des grossen Flimser Bergsturzes, und wir folgen dem Beispiele Tarnuzzers indem wir hier von einer Toma-Landschaft sprechen (vergl. dessen „geologische Beobachtungen während des Baues der Rhätischen Bahn bei Chur und Reichenau". Jahresb. d. naturf. Gesellsch. Graubündens. N. F. XXXIX 1896. S. 55. Den Namen Tomalandschaft hat Tarnuzzer schon 1894 gebraucht in einer mir nicht zugänglichen Artikelreihe über die Tomalandschaft von Chur, Ems und Reichenau im Freien Rhätier N. 288—294; Steinmann hat ihn 1896 in ganz anderem Sinne angewendet. Er versteht darunter Rundhöcker, die inselartig aus einer Thalebene aufragen, vergl. Die Spuren der Eiszeit im Hohen Schwarzwalde. Freiburger Universitäts-Festprogramm zum 70. Geburtstage des Grossherzogs Friedrich S. 205. Wir halten es nicht für richtig, den Lokalnamen charakteristischer Oberflächenformen eines Gebietes auf die anders gearteten eines andern zu übertragen.) Nach einer oberflächlichen Schätzung dürften die Trümmer des Fernbergsturzes etwa 1 cbkm Felsmaterial darstellen; so viel fehlt ungefähr auch in der grossen Nische am Loreakopfe. Ihr Einfluss auf die Bodengestaltung ist ein sehr bedeutender, da sie in einem ziemlich engen Thale angehäuft worden sind. Aller Wahrscheinlichkeit wurde dasselbe noch nach dem Schwinden der letzten Vereisung der Gegend vom Abflusse des Beckens von Lermoos durchmessen, dessen Zuflüsse, die oberste Loisach und die von der Nordseite kommenden Bäche anfänglich südwärts streben, als wollten sie durch das Fernpassthal zum Gurglthal innwärts fliessen. Die Ablagerung der bis über 1200 m Meereshöhe ansteigenden Trümmermasse „auf der Fern" macht dies unmöglich, und die Loisach bricht durch einen Engpass, den Pass Ehrwald, nach Norden durch, aber die ihr unterwegs tributär werdenden Zuflüsse richten sich nach Süden. Das verrät das jugendliche Alter des Durchbruches, dessen Entstehung wir uns nach der Art eines Überflussdurchbruches vorzustellen haben: durch die Bergsturzmassen, deren Mächtigkeit wir unter der Passhöhe auf 400 m zu schätzen hätten, wäre die oberste Loisach aufgestaut und über den niedrigsten Punkt der Beckenumwallung nach Norden übergeflossen. Die Spuren eines entsprechenden Stausees haben wir nicht nachweisen können; wir haben das Becken von Lermoos nicht neuerlich besucht.

Das Thal des Fernpasses wächst mit dem Hinterthoren-Plansee und dem oberen Ammerthale zu

einer grossen Thalflucht zusammen, die in grossen Windungen die nördlichen Kalkalpen quert. Sollte sie vielleicht den Überrest eines präglacialen Thales darstellen, das ursprünglich von einem Flusse der Zentralalpen durchmessen worden ist, dann durch Übertiefung seines Südendes teilweise alpeneinwärts tributär wurde, um schliesslich infolge des Bergsturzes am Fernpasse wieder grösstenteils nach Norden entwässert zu werden?

Oberinnthal zwischen Imst und Landeck. Paznaun.

Die aufgeschüttete Sohle des Innthales reicht von Imst bis Landeck. Beiderseits steigt das Thalgehänge steilwandig an; kleine Terrassenreste liegen am Zamserberge und am Kopf bei Starkenbach in 1200—1300 m. Alle die zahlreichen kleinen Seitenbäche, die dem Inn auf dieser Strecke tributär werden, der Lötzenbach, der Starkenbach und der Larsenbach, haben ausgesprochene Stufenmündungen; sie haben darein tiefe Klammen eingeschnitten und davor riesige Schuttkegel aufgehäuft. Dieselben müssten bis 1200 m emporwachsen, um das gestörte Normalgefälle wieder auszugleichen. Bei Landeck selbst tritt der Inn unter rechtem Winkel aus engem Thale in den geschilderten aufgeschütteten Thalboden ein; daneben erheben sich bei Stanz Felsterrassen auf über 1000 m, die sich an der tief eingeschnittenen Sanna weiter fortsetzen. Sie bringen eine etwas verwischte Stufenmündung derselben zum Ausdrucke, liegen aber nicht unerheblich unter dem Niveau des präglacialen Thalbodens, das rechts der Sanna durch eine Gehängeleiste in 1200—1300 m Höhe zum Vorschein kommt. In ihm führt ein Weg ins Paznauner Thal.

Wir haben letzteres nicht besuchen können. Beckers Karte der Ferwallgruppe (Zeitschrift d. D. u. Österr. Alpenvereins 1899) und die Exkursionskarte des Schweizer Alpenklubs pro 1898. (Dessen Jahrb. XXXIII. 1898) lassen es in hohem Masse übertieft erscheinen. Erstere giebt bei Langesthei einen Terrassenrand in etwas unter 1500 m und Stufenmündungen des Larain-, Fimber- und Visnitz-Thales zwischen 1800 und 1600 m Höhe an. Der eigentliche Thaltrog liegt zwischen See und Galtür, weiter abwärts ist er verwischt. Auch im Stanzer (oder Rosanna-) Thale, das sich mit dem Paznauner (oder Trisanna-) Thale zum Sannathale vereinigt, treffen wir erst weiter thalaufwärts, von Flirsch an, einen Trog, in welchen sich die von den Lechthaler Alpen kommenden Bäche durch Klammen (z. B. bei Schnann) ergiessen; das südliche Seitenthal des Moosthales mündet bei St. Anton stufenförmig in über 1500 m Höhe. Mindestens in diesem Niveau müssen wir den präglacialen Thalboden nahe am Arlberge suchen.

Innthal oberhalb Landeck. Engadin.

Das Innthal oberhalb Landeck zerfällt in drei langgedehnte Weitungen, die durch Engen miteinander zusammenhängen. Die unterste, noch auf österreichischem Gebiete zwischen Finstermünz und Prutz gelegene, hat einen aufgeschütteten Boden, welcher bemerkenswerter Weise dort aufhört, wo sich der Inngletscher unterhalb Prutz gabelte und über die Piller Höhe (1558 m) einen mächtigen Arm ins unterste Pitzthal entsandte. Zahlreiche Gletscherschliffe auf der Sattelhöhe bis gegen Wenns kennzeichnen diesen Weg des Eises. Die zweite Weitung, das Unter-Engadin zwischen Süs und Martinsbruck, hat nur in ihrer untersten Partie bei Schuls einen ebenen Schotterboden; weiter oberhalb nimmt sie bereits den Charakter eines Troges an, in den der Inn tief einschneidet. Die dritte, das Ober-Engadin, haben wir nicht besuchen können. Nach den vorliegenden Schweizer Karten [1]) wird sie bei Brail und unterhalb St. Moriz durch Riegel in drei Abteilungen mit Alluvialsohlen zerlegt; die Riegel, die zugleich niedere Thalstufen bedeuten, liegen jeweils oberhalb der Mündung eines Seitenthales, nämlich

1) Siegfriedatlas 424, 427, 428, 517, 518, 520, 521, ferner Geologische Karte der Schweiz XV und XX, bearbeitet von Theobald, sowie Zieglers Karten des Ober- und Unterengadin und in dessen Werk: Verhältnis der Topographie zur Geologie 1876.

des Spöl- und des Berninathales. Jede Weitung trägt den Charakter der Übertiefung. Die breite Terrassenfläche von Serfaus, Fiss und Ladis zeigt uns gleich der Stufenmündung des Samnaunthales neben der Oberinnthaler Weitung bei Prutz den präglacialen Thalboden in etwa 1400 m Höhe an. Im Unterengadin erblicken wir ihn in den Terrassenflächen unterhalb Remüs (über 1500 m) und bei Guarda (1600 m), welch letzteren die Stufenmündungen des Val Lavinuoz und Val Tuoi entsprechen. Im Oberengadin endlich wird er uns um Zernez durch die Stufenmündung des Spölthales und einzelne Felsterrassen (z. B. bei Clüs) in 1700 m, bei den Oberengadiner Seen durch die Stufenmündungen des zum Julier führenden Thales, von Val Fex und Val Feddo in 2000 m Höhe angedeutet.

Finstermünz und Reschenscheideck.

Von den beiden Engen, welche die Zerlegung des oberen Innthales in das Ober- und Unterengadin und in den tiroler Anteil bewirken, ist die untere besonders bemerkenswert (Österr.-ung. Spezialkarte 18 III Nauders). Unterhalb Martinsbruck verlässt der Inn die unterengadiner Weitung und tritt in ein Engthal ein, das bis zur Mündung des Samnauner Thales so steilwandig ist, dass die Anlage einer Strasse teils erschwert, teils unmöglich ist. Das ist der Engpass von Finstermünz, die natürliche Scheide zwischen Tirol und Graubünden. In kunstvollem Bau steigt die von Norden kommende Strasse am rechten Gehänge empor, um dann in 1200 m Höhe in das stufenförmig mündende Thal des Stillen Baches einzubiegen. Hier erreicht sie unfern Nauders eine Öffnung gegen die unterengadiner Weitung, in welche sie über die Norberthöhe (1408 m) eintritt. Sie umgeht den Inselberg Kitzmais (1657 m) im Osten, der Inn umfliesst ihn im Westen; während er aber letzterem einen ungemein steilen felsigen Absturz zuwendet, kehrt er gegen Nauders einen sanfteren Abfall. Diese Oberflächengestaltung macht den Eindruck, als ob die unterengadiner Weitung sich über die Norberthöhe bis in die Gegend von Nauders erstrecke, und sich in die Passfurche des Reschenscheideck hineinziehe. Dieselbe ist auf ihrer ganzen Erstreckung übertieft. Auf der Westseite münden die Thäler des Rojen- und Zerzerbaches stufenförmig in 1700 und 1900 m Höhe, 200—300 m über den Seen des Sattels, die in einem Gebiete jugendlicher Akkumulation liegen. Auf der Ostseite erstreckt sich unter dem Endkopfe eine Terrasse in 1800—1900 m Höhe. Es steigt also der präglaciale Thalboden von Nauders an südwärts bis in das Etschgebiet hinein an; bereits Müllner (Seen am Reschenscheideck S. 10) hat gezeigt, dass hier eine Verschiebung der Wasserscheide erfolgt ist; Rojen- und Zerzerbach sowie der Vivanibach fliessen anfänglich innwärts, bis sie zur Etsch abgelenkt werden. Die präglaciale Scheidelinie dürfte in der Gegend von Burgeis, zwischen Schafberg und Mittereck gelegen gewesen sein. Die Übertiefung folgte dem nach der Etsch überfliessenden Eise und verrückte hier die Scheidelinie, während sie im Innthale nachliess, sodass hier der Engpass von Finstermünz entstand.

Ötzthal.

Wenden wir nun den Blick auf die Seitenthäler, welche dem Inn in seiner Längsthalstrecke tributär werden. Von diesen hat das Ötzthal [1]) wiederholt durch seinen Stufenbau Aufmerksamkeit erregt. Dicht oberhalb seiner Mündung wird es von einem Riegel gequert, welcher zweimal durchschnitten ist; auf seiner rechten Seite hat die

1) Vergl. S. Simons Karte Ötzthal und Stubai. Zeitschr. d. Deutsch. u. Öst. Alp. Ver. 1893, 1895, 1896, 1897, Öst.-ung. Spezialkarte 17 IV. 18 IV.

Ötzthaler Ache eine ziemlich breite Furche bis unter 800 m eingetieft, links liegt der Pipurger See 915 m hoch; dazwischen erhebt sich ein isolierter Riegelberg bis auf 1068 m Höhe. Weiter oberhalb gegen Tumpen folgen in einer engen Thalpartie mit trogförmigem Querschnitte mächtige Bergsturzmassen; an sie ist die heutige Thalstufe geknüpft. Dann erreichen wir das Becken von Längenfeld; es wird vom weiter oberhalb gelegenen Becken von Umhausen durch den 300 m hohen und breiten, bis 1400 m ansteigenden Wall des Maurach getrennt, den die Ötzthaler Ache in engem Thale durchbricht.

Die Meinungen über die Natur dieses Walles gehen auseinander. v. Sonklar erachtet ihn für einen festen Gesteinsriegel, der durch eine Spalte zerrissen ist (die Ötzthaler Gebirgsgruppe. Gotha 1861. S. 28). Auch Supan erklärt ihn für einen solchen Riegel, der an besonders festes Gestein geknüpft sei (Studien über die Thalbildungen usw. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien 1877. S. 293, 348). Löwl dagegen hält ihn für eine Stirnmoräne des Ötzthaler Gletschers (Über den Terrassenbau der Alpenthäler. Peterm. Mitt. 1882. S. 132, 142). Er beruft sich dabei auf Pichler; doch hat dieser nur beobachtet, dass sich Moränen an den Riegel anlehnen (zur Geognosie Tirols. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XIII. 1863. S. 589), was wir bestätigen können. Das Material des Walles ist weder besonders fest, noch moränenmässig locker, sondern von eigentümlich brüchiger Beschaffenheit: Sie erinnerte Escher von der Linth an die der „eingestürzten Dolomitberge" im unteren Teile des Vorderrheinthales, die wir später als den grossen Bergsturz von Flims kennen lernen werden; er hielt hier wie da den Trümmerwall für die Anhäufung des Einsturzes benachbarter Bergmassen. Solches nimmt auch Blaas wenigstens für einige Partien des Walles an, während er den grösseren Teil desselben für festes Gestein ausgiebt (Notizen über diluvioglaciale Ablagerungen im Innthale. Berichte d. naturw.-mediz. Vereins Innsbruck. 1891. S. 43 d. Sonderabdruckes). Dass hier neben festem Gesteine auch mächtige Schuttmassen vorkommen, hat er jüngst wieder ausgesprochen (Geologischer Führer durch die Tiroler Alpen. Innsbruck 1902. S. 438).

Die Geländeformen des linken Thalgehänges machen unseres Erachtens einen grossen Bergsturz wahrscheinlich. Zwischen Wender Kogl und Wurzberg erstreckt sich hier eine grosse Ausbruchnische von der Ausdehnung des Maurachwalles. Etwa 1.5 cbkm Gesteins dürften in die Tiefe gerutscht sein und sich wallartig im Ötzthale gerade vor die Mündung des Hairlachthales gelegt haben, sodass dessen Fluss zur Seite gedrängt worden ist; er stürzt bei Umhausen im Stuibenfalle zur Sohle des Ötzthales herab und hat beim Einschneiden an einer Stelle seine Kolke soweit eingedrechselt, dass er von einem in den andern einmal unter der sie trennenden Wandung hinübertritt. Da Blaas (Führer S 438) gelegentlich des Stuibenfalles auf die Stufenmündungen des Ötzthales aufmerksam macht, möchten wir erwähnen, dass gerade die Stufe an der Mündung des Hairlachthales anderer Art ist, als wir sie sonst neben übertieften Thälern finden.

Die Seitenthäler der Becken von Umhausen und Längenfeld münden durchwegs stufenförmig. So gegenüber Umhausen das Leiers- und Fundusthal, so bei Längenfeld das Sulzthal, und weiter oberhalb auf der andern, linken Thalseite das Breitlehn- und Pollthal, deren hoch gelegene Mündungen von Längenfeld aus deutlich zu sehen sind. Die Höhe der präglacialen Thalsohle wird dadurch in 1400—1500 m Höhe festgelegt; in diesem Niveau findet sich oberhalb Längenfeld eine Felsterrasse, die bei Burgstein auf 1450 m ansteigt; sie hat einen besonders steilen Abfall gegen die Thalsohle, an dessen Fuss Schutthalden fehlen.

Oberhalb Huben passieren wir eine weitere Thalenge; an ihrer linken Seite liegt „auf dem Eck" ein steil abfallendes Terrassenstück mit 1600 m Höhe; in der Enge selbst finden sich bis zum Thalboden herab Gletscherschliffe. Das nun folgende Thalbecken von Sölden ist deutlich übertieft; rechts haben wir die ausgesprochene Stufenmündung des Windachthales, das auf eine frühere Bodenhöhe des Beckens in 1700 m schliessen lässt. Nach oben wird dasselbe begrenzt durch den Felsriegel des Hohen

Nachtkogels (1855 m), den die Ache unterhalb Zwieselstein in enger Schlucht durchmisst. Er legt sich vor die Vereinigung ihrer beiden Quelläste, der Gurgler- und Venter Ache. Beide fliessen in stufenförmig fallenden Thaltrögen, in deren Boden sie enge, steilwandige Furchen von wechselnder Tiefe eingeschnitten haben. Die Seitenthäler des Gurgler Thales, das Timmel-, Königs-, Gaisbach- und Rothmoosthal, münden durchweg stufenförmig, und setzen ein nichtübertieftes Thal von 1900—2100 m als Erosionsbasis voraus. Aus dem Trogboden erhebt sich unterhalb Gurgl der Pirchetberg (1959 m) als ein isolierter Riegelberg, links schneidet die Gurgler, rechts die Verwallache ein. Das Venter Thal bietet namentlich in seinen obersten Verzweigungen das typische Bild eines Thaltroges. Das Rofenthal hat eine sanft U-förmig gebogene Bodenfläche, in welche die Ache 40—60 m tief eingeschnitten ist. Bis 2500 m steigen seine Wandungen steil an, dann folgt ein sanfterer Absatz, der sich längs einer namentlich links scharf ausgesprochenen Schliffkehle von den höheren zackigen Graten abhebt (vergl. Fig. 55). Alle Seitenthäler münden stufenförmig, und zwar hoch über dem Trogboden; selbst die Vereinigung der bei den Hauptquellthäler geschieht nicht gleichsohlig; das Niederthal bricht bei Vent mit einer etwa 100 m hohen Stufe ab. Wir suchen nach der Höhe des Trograndes und den Gefällsverhältnissen der linken Seitenthäler den Boden des nicht übertieften Thales in 2300 m.

Oberhalb des eigentlichen Troges zieht sich an der linken Flanke des Gurgler Thales eine deutliche Geländeabstufung entlang, welche die Küppelen Alp und die Sonnenberg Alp trägt. Sie senkt sich sanft thalabwärts von 2600 auf 2500 m herab. Wir konnten sie nicht untersuchen und müssen daher offen lassen, ob hier eine Karterrasse vorliegt, dadurch entstanden, dass die Scheidewände benachbarter Kare gefallen sind, sodass deren Bodenflächen miteinander verwachsen konnten, oder ob hier ein Schliffbord von besonders grosser Ausdehnung auftritt. Es ist aber auch möglich, dass sich der Schliffbord hier an eine Karterrasse knüpft, und die Karscheiden durch den Thalgletscher abgeschnitten worden sind. Dass letzterer seine Gehänge bald mehr, bald weniger angriff, lehren uns leichte Abstufungen der Trogwände, besonders im Venter und im Rofenthale. Beide folgen gleich dem Gurgler Thale dem Schichtstreichen; es scheint hier eine Art Längsrippung vorzuliegen, wie sie besonders deutlich im Troge des Urner Thales bei Andermatt zu sehen ist.

Wippthal und Stubai.

Die Furche des Wippthales, welche bei Innsbruck so entschieden stufenförmig mündet, ist in ihrer unteren Partie allem Anscheine nach nur wenig oder gar nicht übertieft (Spezialkarte 17 V. Matrei). Seine Seitenthäler laufen gleichsohlig in seinen durch mächtige Terrassenaufschüttungen erhöhten Boden, so das grosse Stubaithal, so das Mühlbach- und Falkasanerthal. Erst oberhalb des Beckens von Matrei treffen wir in der breiten Felsterrasse von Nösslach den Überrest eines älteren Thalbodens in 1300—1400 m Höhe, der gegen den Brenner hin auf 1600—1700 m ansteigt. In ihn ist nicht bloss die Sill, sondern auch die Brennerfurche 300 m tief eingeschnitten. Letztere macht den Eindruck eines übertieften Thales. In bekanntem Wasserfalle stürzt der Eisack von einer Terrasse über ihre steilen Westwände herab. Wie am Reschenscheideck setzt am Brenner die Übertiefung sich quer über das Gebirge fort, einem Gletscheraste folgend.

Das Stubaithal (Karten wie für Ötzthal) ist bereits unweit seiner Mündung übertieft; unterhalb Neustift mündet das Pinnisthal mit einer etwas abgeschrägten Stufe von 200 m Höhe; seine beiden Quelläste, das Oberberger und Unterberger Thal, laufen bei Milders nicht gleichsohlig zusammen, und letzteres nimmt alsbald trogartigen Charakter an. Die Seitenbäche bilden beim Sturz über seine Wände zum Teil hohe Fälle,

wie der Mischbach bei Volderau. Bei Ranalt liegt der Trogrand bereits in 1800 m Höhe, was auf eine Übertiefung von mindestens 300 m zu schliessen gestattet. Die beiden Quellthäler, die hier zusammentreffen, steigen stufenförmig an. Zunächst hebt sich der Boden des Langenthales um 100 m empor, dann treffen wir in der Gegend der Nürnberger Hütte eine Doppelstufe von zusammen 600 m Höhe. Sie schliesst den Thaltrog ab. Höher haben wir dann einen sanfteren Anstieg, auf welchem der Grübler Ferner endet. Ganz ähnlich verhält es sich in der obersten Partie des Unterbergthales, gegen welche das Sulzenauthal mit einer überaus steilen Stufe von 350 m Höhe abbricht. Es schliesst gleichfalls mit einer riesigen Doppelstufe von fast 600 m Gesamthöhe ab, über welche der Weg zur Dresdener Hütte in zahlreichen Serpentinen hinaufführt. Der untere Teil hat zackige Abbruchformen, der obere ist über und über ge-

Fig. 54. Der Trogschluss der Gunkel, überragt von der Gunkelplatte und dem Ochsner. Nach einer Photographie von Joh. Maidler in Mairhofen.

schliffen. Auf der Stufenhöhe liegt angesichts der Enden des Schaufel- und des Fernauferner die Dresdener Hütte in einer Gegend, die sich über den Trogrand erhebt. Wieder sehen wir den Thaltrog in einem zirkusähnlichen Schlusse enden, der aber noch keineswegs den Schluss des Thales bezeichnet. Wir wollen ihn daher den Trogschluss nennen.

Zillerthal.

Breitsohlig, wie es in das Innthal mündet, zieht sich das Zillerthal aufwärts bis in die Gegend von Mairhofen, wo seine sieben Gründe zusammenlaufen. Die ganze Strecke ist übertieft (Spezialkarte 16 VI Rattenberg und 17 VI Hippach). Wir treffen an seinen Flanken bald Felsterrassen, z. B. im Fügerberg bei Fügen und im Pankrazberg bei St. Pankraz in etwa 800 m Höhe, 350 m über seinem aufgeschütteten Boden. Alle Seitenthäler münden stufenförmig, so links der Finsinggrund, so rechts der Märzengrund und das Gerlosthal; mehrfach stürzen die Seitenbäche in Wasserfällen an seinen Flanken herab, so bei Helfenstein. Wir suchen die Höhe der präglacialen Thalsohle

bei Zell am Ziller, im Niveau der Felsterrasse des Zellerberges (1000 — 1100 m) und bei Mairhofen in der von Fixstein (1100—1200 m).

Oberhalb Mairhofen hört die breite Thalsohle mit einem Male auf (vergl. die Spezialkarte des Alpenvereins). Vier Thäler laufen hier zusammen; ein jedes mündet stufenförmig, drei von ihnen sind typische Tröge. Am bekanntesten ist das des Zemmthales. In der engen Dornauberger Klamm stürzt der Zemmbach in die Thalweitung von Mairhofen; beiderseits der Klamm erheben sich über sanfter ansteigenden Gehängepartien die steilen Wände eines Troges. Dann mündet beinahe gleichsohlig der Fig. 52 S. 289 abgebildete Trog des Floitenthales, während der viel kürzere, wie Fig. 54 zeigt, grossartig abgeschlossene Trog der Gunkel mit einer 400 m hohen Stufe abbricht, die so steil ist, dass der Weg hinauf auf leiterartigen Treppen führt. Weniger hoch ist die Stufenmündung des von links kommenden, längeren Zamser Thales. Oberhalb von ihr setzt sich das Zemmthal in dem typischen Troge des Zemmgrundes mit einer Umrandung in 1900 m Höhe fort, die einen Thalboden von etwa 1700 m verlangt; der Schinder, so genannt wegen der Steilheit des alten hinaufführenden Weges, schliesst den Trog nach Süden ab. Höher ein sanfterer, treppenförmig erfolgender Anstieg zu den Gletschern in der Umgebung der Berliner Hütte.

So wie im Zemmthale liegen die Dinge in allen andern Trogthälern, die sich bei Mairhofen treffen. Sie alle führen zu steilwandigen Trogschlüssen, die stets mindestens so weit vom Hauptkamme des Gebirges liegen, wie der Trogrand vom Firste der Seitenkämme. Im Bereiche aller herrschen Stufenmündungen, die um so höher sind, je grösser der Unterschied im Einzugsgebiete der zugehörigen Thäler ist. Kleine Thäler münden mit hohen, grosse mit niederen Stufen; streng gleichsohlig laufen aber kaum zwei zusammen.

V. Regeln der Übertiefung.

Verlauf der präglacialen Thalböden im Inngebiete. Verlauf der Übertiefung im Innthalsystem. Thalstufen und Trogschluss. Riegel und Riegelberge. Die Hängethäler. Scheinbare Verschiedenheiten in der Entfaltung der Übertiefung.

Verlauf der präglacialen Thalböden im Inngebiete.

Die Reste höherer Thalböden, die wir im Inngebiete kennen gelernt haben, ordnen sich in ein grosses, einheitliches System zusammen, das in allen seinen Teilen Harmonie und im ganzen Übereinstimmung mit den Eigentümlichkeiten zeigt, auf die wir für das präglaciale Thalsystem der Alpen im Vorlande des Gebirges geschlossen haben. Es schliesst sich an die dortige präglaciale Landoberfläche an und steigt gleich dieser steiler an als die Sohlen der heutigen Thäler. Im Innthale bis gegen Innsbruck zeigen die geschilderten Reste ein Gefälle von 3 ‰, oberhalb Innsbruck gegen die Mündung des Ötzthales ein solches von etwas über 5 ‰, wie es dann weiter thalaufwärts bis in das Engadin hinein herrscht. Viel steiler steigen sie in den grossen Thälern der Zentralalpen an; im Zillerthale bis Mairhofen um 13 ‰, im Wippthale bis zum Brenner um 20 ‰, im Ötzthale bis Sölden um 17 ‰. Noch steiler ist das Gefälle in den äussersten Verzweigungen der letztgenannten Thäler; zwischen Mairhofen und dem Zemmgrunde, zwischen Sölden und Vent erreicht es Beträge von mehr als 30 ‰. Eine derartige Gefällsentwickelung muss in einem Thalsysteme, das den Zustand der Reife erreicht hat, erwartet werden; sein Boden muss sich allmählich steiler und steiler erheben. Die Verschiedenheit

von der heutigen Thalentwickelung springt in die Augen. Wenn wir das gegenwärtige Thalgefälle gleich roh messen wie das alte, so ist es zwischen Oberaudorf und Innsbruck nur 1.3 ‰, zwischen dort und Ötz nur etwas über 2 ‰, im Zillerthale unterhalb Mairhofen nur wenig mehr als 3 ‰, von dort bis zum Zemmgrunde aber 40 ‰. Es ist in den tieferen Thalstrecken 2—3 mal so gering als das des alten, in den höheren dagegen erheblich grösser. Es verläuft die heutige Gefällskurve tief eingeschnitten unter der alten.

Das alte Thalsystem steigt gleichmässiger an, als das heutige. Seine einzelnen Glieder haben dort, wo wir sie ganz überblicken können, jene Breite besessen, welche für den Reifezustand bezeichnend ist. Das gilt namentlich vom Innthale. Unterhalb Innsbruck war es stellenweise über 5 km, oberhalb der tiroler Hauptstadt an 4 km breit. Das Zillerthal bis Mairhofen war durchweg um fast 1 km breiter als heute. Wenn wir auch nichts über die Breiten von den höheren der alten Thalstrecken sagen können, da sie zu rudimentär erhalten sind, so vergewissert uns die Art der Einmündung der kleinen Seitenthäler des Innthales auf die dortige Felsterrasse, dass auch sie im Reifezustande sich befanden. Sie mündeten trichterförmig; das Mittelgebirge zieht sich in sie ein Stück weit hinein. Wandern wir südlich von Innsbruck auf der Felsterrasse des Innthales, ohne dass wir in das 300 m tiefer liegende heutige Thal herabblicken können, so erhalten wir einen Eindruck von der ungefähren Geländegestaltung zur Zeit des grossen alten Thalsystems: das Thal erscheint uns viel breiter, die Berge weit niedriger, die tiefen klammartigen Einschnitte, in denen heute die Bergwasser, kurz bevor sie den Inn erreichen, einen hohen Grad von Wildheit entfalten, fehlen. Alles ist ruhiger, zahmer.

Es muss sich wohl fragen, warum dies präglaciale Thalsystem, das uns in so vielen einzelnen Gliedern entgegentritt, sich bisher der Beachtung entziehen konnte. Es wird weder in den Arbeiten von Sonklars über die Ötzthaler Gebirgsgruppe (Gotha 1861) und die Zillerthaler Alpen (Erg.-Heft 32 zu Peterm. Mitt. 1872), noch in denen J. Zieglers über das Engadin (Über das Verhältnis der Topographie zur Geologie. Zürich 1876), noch in den Studien Supans über die Thalbildungen im östlichen Graubünden und in den Zentralalpen Tirols (Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien 1877. S. 293), noch endlich in Richters geomorphologischen Untersuchungen erwähnt. Der Grund dafür dürfte darin liegen, dass wir auf sein Vorhandensein nicht aus zusammenhängenden Bildungen derselben Art zu schliessen haben. Bald haben wir es mit Stücken des alten Thalbodens als Terrassen im Hauptthale, bald mit solchen als Stufen in den Nebenthälern, bald endlich nur mit Stücken der alten Thalgehänge oberhalb des Trograndes zu thun. Jede einzelne dieser Erscheinungen ist bereits bekannt. Allerdings hat sich die Felsterrasse des Innsbrucker Mittelgebirges durch Maskierung mit jüngeren Ablagerungen vielfach der Beachtung entzogen; aber seit 1885 hat J. Blaas wiederholt darauf aufmerksam gemacht, dass neben jenen jüngeren Aufschüttungen das Grundgestein erheblichen Anteil am Aufbau des Mittelgebirges hat. (Über die Glacialformation im Innthale. Zeitschr. des Ferdinandeums Innsbruck. N. F. 29. H. 1885. S. 12. Erläuterungen zur geologischen Karte. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XL. 1890. S. 21. 23). Längst schon kennt man den Stufenbau zahlreicher Thäler und weiss, dass er mit dem Auftreten von Stufenmündungen verknüpft ist (vergl. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. II. S. 77). Endlich wurde im Jahre 1900 durch Ed. Richter die Aufmerksamkeit auf die Trogformen gelenkt (Geomorphologische Untersuchungen S. 49).

Verlauf der Übertiefung im Innthalsystem.

Die Veränderungen, welche das präglaciale Thalsystem des Inn bis zur Gegenwart erfahren hat, bestehen in einer Übertiefung. Es sind nur einzelne Teile des Systems tiefer eingeschnitten worden, während andere ziemlich unverändert erhalten blieben, und zwar bis zu ihrer Mündung, an welcher sie heute stufenförmig abbrechen.

Die einheitliche Gefällsentwickelung des Systems ist gestört worden; zahlreiche Gefällsbrüche sind entstanden, welche sich nur stellenweise an die Grenzen verschieden widerstandsfähiger Gesteine, in der Regel aber an die Vereinigung von Thälern verschiedenen Ranges knüpfen; regelmässig mündet das kleinere Thal stufenförmig in das grössere, was ganz und gar nicht der normalen Thalentwickelung entspricht. In der That sehen wir, dass die Thätigkeit der heutigen Gerinne im wesentlichen darin besteht, diese Gefällsbrüche zu beseitigen. Sie schneiden ein in die zurückgebliebenen Thalstrecken, durchsägen deren Stufenmündungen in engen Klammen (Fig. 53) oder stürzen in Wasserfällen über sie herab; sie schütten ferner die übertieften Thalstrecken mit ihren Schuttkegeln oder ihrem Gerölle zu. Heute herrscht Akkumulation dort, wo seit der Präglacialzeit im grossen und ganzen Erosion geherrscht hat, und letztere entfaltet sich nunmehr an Stellen, die vordem vor stattlicher Erosion geschützt waren.

Die Übertiefung beschränkt sich auf die Betten der Hauptgletscherbewegung. Sie beginnt in den innersten Winkeln des Gebirges und setzt jäh ein mit dem Trogschlusse, den wir in den Gründen des Zillerthales und in den Verästelungen des Stubaithales kennen gelernt haben, und der im Ötzthale aller Wahrscheinlichkeit nach durch die dortigen Gletscher verhüllt wird. Sie nimmt rasch an Grösse zu bis zur Vereinigung der Quellthäler, und erreicht hier, wie es scheint, ein Maximum, im Zillerthale bei Mairhofen mit 500—600 m, im Stubaithale bei Ranalt mit 400 m, im Ötzthale bei Sölden mit mindestens 350 m Tiefe. Dann nimmt sie bis zur grossen Längsthalfurche des Inn ab; im Ötzthale um einen geringen, im Stubaithale um einen äusserst stattlichen Betrag. Im Zillerthale, dessen Sohle hoch mit Geröll aufgeschüttet ist, können wir ihn nicht bestimmen; doch ist er, auch wenn wir nicht eine sehr stattliche postglaciale Thalzuschüttung annehmen wollen, jedenfalls sehr beträchlich.

Die grosse Längsthalfurche des Inns hat wieder eine grössere Übertiefung erfahren. An der Einmündung des Ötzthales müssen wir sie zu nahezu 500 m ansetzen, selbst wenn wir den Betrag der seitherigen Zuschüttung nur sehr gering veranschlagen. Weiter thalabwärts werden selbst annähernde Schätzungen durch die grosse Ausdehnung jugendlicher Aufschüttungen gehindert. Wir können nur sagen, dass der Abstand des präglacialen Thalbodens vom heutigen thalabwärts abnimmt; bei Innsbruck noch über 300 m, mindert er sich bei Oberaudorf auf 200 m. Aller Wahrscheinlichkeit nach wächst aber in gleicher Richtung die Mächtigkeit der seitherigen Thalzuschüttung, und wir glauben die durchschnittliche Übertiefung in der Längsthalstrecke des Inn zu über 300 m veranschlagen zu dürfen. Deutlich erkennen wir, dass in den Querthälern und Längenthälern die Übertiefung besonders stattliche Beträge erreicht, wo sich mehrere Thäler vereinigen, wo also ein Zusammenfliessen grosser Eismassen stattgefunden hat.

Im Innthale oberhalb der Mündung des Ötzthales konnten wir einzelne Übertiefungsgebiete unterscheiden, die durch enge Thalstrecken miteinander verbunden sind. Sehen wir vom Oberengadin ab, das wir nicht näher untersuchen konnten, so endet eine jede besonders übertiefte Furche an einer Gabelung des alten Gletschers. Die des Unterengadin reicht bis in die Nähe von Nauders, wo sich die über das Reschenscheideck zum Etschgletscher strömenden Eismassen loslösten. Die des Oberinnthales von Finstermünz bis Prutz hört dort auf, wo der Inngletscher einen mächtigen Ast über die Piller Höhe abgab. Die von Landeck endlich führt zum Fernpasse, wo ein starkes Eindringen zentralalpiner Eismassen in die nördlichen Kalkalpen stattgefunden hat.

Übertieft worden sind endlich die beiden Passfurchen, in welchen das nordalpine

Eis mit dem südalpinen in Berührung getreten ist, die des Reschenscheideck und die des Brenners. Nirgends tritt uns deutlicher die Unabhängigkeit der Übertiefung von der fluviatilen Erosion und ihre Abhängigkeit von glacialer Thätigkeit entgegen, als gerade hier, wo sie sich über Wasserscheiden erster Ordnung hinweg erstreckt, den Wegen alter Gletscher folgend.

Auch die Bahnen, welche das zentralalpine Eis durch die nördlichen Kalkalpen eingeschlagen hat, sind übertieft. Vom Fernpasse ist S. 292 die Rede gewesen. In der breiten Einsattelung des Seefelder Passes haben wir zwei übertiefte Einfurchungen, die Leutasch und die Scharnitz. Erstere endet stumpf zwischen Wettersteingebirge und Arnspitz 150 m unter den niedrigen Ausläufern des ersteren, die sich zum Karwendelgebirge ziehen, und wird durch eine enge Klamm entwässert. Die Einfurchung der Scharnitz setzt bereits am Drahnbache unterhalb Seefeld ein; sie zieht sich, eingeengt in der Porta Claudia durch den Arnthalkopf und durch die Ausläufer des Wettersteingebirges bis unterhalb Mittenwald.

Thalstufen und Trogschluss.

Die Übertiefung der Hauptgletscherbetten nimmt nicht gleichmässig bis zu den Zungenbecken hin zu, sondern erreicht wiederholt lokal grössere Beträge. Der übertiefte Thalboden hat daher nicht die Konstanz des Gefälles wie die Flussspiegel und die Gletscheroberflächen; er fällt stufenförmig, und gliedert sich in einzelne besonders übertiefte Becken, die durch Riegel voneinander getrennt werden. Die letzteren sind grösstenteils durch die Thalflüsse zerschnitten, und die Becken sind gewöhnlich mit jüngeren Anschwemmungen erfüllt. Denkt man sich diese Aufschüttungen und jene Einschnitte wieder beseitigt, so würde der übertiefte Thalboden meist in eine Reihe von einzelnen Wannen zerfallen, die Seen bergen. Diese charakteristischen Züge der Gestaltung sind nahe den Zungenbecken durch mächtige jüngere Ablagerungen gänzlich verhüllt; wir können sie lediglich in den oberen Partien der Gletscherthäler verfolgen. Hier aber treten sie besonders im Ötzthale und im oberen Zillerthale mit grosser Deutlichkeit entgegen.

Hier wird die Höhe der Stufenmündungen von einer Regel beherrscht: Dieselben sind um so höher, je grösser der Unterschied im Einzugsgebiete der zugehörigen Thäler ist. Im Zemmthale mündet das kleine Gunkelthal mit einer 400 m hohen, dann weiter oberhalb das grössere Zamser Thal auf einer nur 200 m hohen Stufe, und zwar liegt die Gunkelmündung auch absolut höher als die des Zamser Thales. Das kann nicht der präglacialen Sohlenhöhe beider Thäler entsprechen; es muss der Boden des Zamser Thales mehr erodiert worden sein, als der des kleinen Gunkelthales. Wir müssen schliessen, dass auch die stufenförmig mündenden Seitenthäler im Innern des Gebirges vertieft worden sind, und zwar um so mehr, je grösser ihre Gebiete, also je grösser die in ihnen gelegen gewesenen Eisströme sind.

Die Stufenmündung eines Nebenthales ist in der Regel auch mit einer Stufe des Hauptthales verbunden, welche gewöhnlich etwas thalaufwärts gerückt ist. Oberhalb der Gunkelstufe liegt im Zemmthale die kleine Stufe von Rosshag, wenig oberhalb der Stufenmündung des Zamserthales liegt sein Trogschluss am Schinder. Ähnlich haben wir oberhalb der Stufenmündung des Windachthales bei Sölden im Ötzthale die Stufe des Nachtkogels. Thalknoten in den inneren Gebirgsteilen erscheinen daher in der Regel beckenförmig und haben ringsum Thalstufen. Das ist seit langem aus dem Ötzthale bekannt. Seine Becken knüpfen sich an Thalvereinigungen: das oberste von Zwieselstein an die des Venter- und Gurglerthales, das von Sölden an die Einmündung des Windachthales, die beiden durch das Maurach, wie es scheint, nachträglich ge-

trennten Becken von Längenfeld und Umhausen an die Mündungen des Sulz- und Hairlachthales. Alle diese Fälle lassen aufs neue erkennen, dass die beträchtlichste Erosion dort ausgeübt worden ist, wo ein Zusammenfliessen grosser Eismassen stattgefunden hat. Diese Erosion hat sich im Hauptthale ein Stück weit aufwärts erstreckt, an der Mündung der Nebenthäler macht sie halt. Man meint zu sehen, wie der Hauptthalgletscher oberhalb der Seitengletschermündungen eintaucht, um letztere zu unterschieben.

Wo gleich grosse Thäler sich vereinigen, von denen ein jedes einen Gletscher ansehnlicher Grösse gehabt hat, da münden sie allesamt stufenförmig zusammen, wie sich dies bei der Vereinigung des Ziller-, Stillup-, Zemm- und Tuxer Grundes zum Zillerthale bei Mairhofen zeigt. Gleiche Momente bestimmen die Lage des Trogschlusses. Er liegt, wie uns namentlich auch die Betrachtung der Tauernthäler zeigen wird, in den Gletscherthälern an der Stelle, wo wir uns eben so weit vom Hauptkamme des Gebirges, wie von den Seitenkämmen befinden. Hier stossen die von der Kammumrahmung des Thales kommenden Eismassen zusammen und vereinigen sich zu einem grösseren Strange; sein Beginn wird durch den Trogschluss bezeichnet.

Die Trogschlüsse und Karwände sind sohin unter verschiedenem Gesichtspunkte zu betrachten: die letzteren gehören zur Gletscherumrahmung, die ersteren zu Phänomenen des Gletscherbodens. Gleichwohl haben sie bisweilen eine nicht geringe Ähnlichkeit miteinander. Mancher Trogschluss, z. B. der der Gunkel im Zillerthale (Fig. 54), sieht durchaus karähnlich aus. Gleiches gilt von den Trogschlüssen in den Verästelungen des Stubaithales. Die Ähnlichkeit besteht nicht bloss darin, dass sich der Trogschluss und Stufenabfall nicht selten bogenförmig um eine Thalweitung herumkrümmen, ebenso wie die Karwand um den Karboden, sondern dass sie auch vielfach gleich ersterer zackige Abbruchformen zeigen. Doch ist das nicht Regel. Den obersten Absatz des Trogschlusses im Stubaithale unterhalb der Dresdener Hütte fanden wir, wie erwähnt, über und über geschliffen; wenn der untere Abbruchformen zeigt, so ist dies sichtlich die Folge nachträglicher Verwitterung. Allerdings sind wir hier im Bereiche eines jungen Gletscherstadiums.

Sich im wesentlichen an die Vereinigung von einzelnen Gletschersträngen knüpfend, stehen die Thalstufen unseres Gebietes in weitgehender Unabhängigkeit vom geologischen Bau des Landes. Sie binden sich nicht an bestimmte Gesteine oder bestimmte Zonen, wir treffen sie in den Kalkalpen ebenso wie in den Zentralalpen; wir kennen sie auf Dolomit und Kalkstein, auf Phylliten, Glimmerschiefern, Gneissen und Graniten. Aber sie sind auf den einen Gesteinen deutlicher ausgeprägt, als auf den anderen. Am besten sind sie, ebenso wie die Schliffgrenze, auf dem Zentralgneiss zu sehen; wenn dieser mit einem weicheren Gestein dort zusammentrifft, wo aus glacialen Ursachen die Stufenbildung eintreten soll, so entwickelt sie sich besonders auffällig. So bei Mairhofen, wo das Zillerthal gerade an der Grenze des Zentralgneisses gegen die Schiefer beginnt.

Riegel und Riegelberge.

Dem jähen Einsetzen der Thalübertiefung bei den Stufen entspricht gelegentlich ein Aussetzen an anderen Stellen. An solchen Stellen erheben sich Riegel, welche die Thäler queren. Wir haben sie in grossem Massstabe dort angetroffen, wo Äste sich vom Inngletscher loslösten; die Zergliederung des oberen Innthales in einzelne, durch Riegel getrennte Becken hängt damit zusammen. Die Riegelbildung erscheint hier ebenso geknüpft an eine plötzliche Minderung der erodierenden Masse, wie die Stufenbildung an eine solche Mehrung.

Die Riegelbildung führt sich in diesen Fällen auf eine wesentlich andere Ursache zurück, wie die Rippenbildung, die wir im Bereiche der Zungenbecken kennen gelernt haben. Knüpft sich letztere an Stellen grössten Widerstandes, also an geologische Ursachen, so erscheint erstere

bedingt durch die Dynamik der Gletscherbewegung. In der Natur können sich beide Ursachen mannigfach miteinander kombinieren und sich in ihren Wirkungen verstärken oder entgegenarbeiten. Beispielsweise dürfte der Riegel zwischen dem Söldener und Längenfelder Becken bedingt sein einerseits durch das Nachlassen der Übertiefung, wie wir es ötzthalauswärts wahrnehmen, andererseits durch die hier auftretenden widerstandsfähigen Hornblendeschiefer. Die Einzeluntersuchung wird eine Menge von verschiedenen Fällen zu würdigen haben; hier werden nur die extremen Typen ins Auge gefasst.

Neben den grossen Riegeln, welche sich an Verästelungen der grossen Eisströme knüpfen, haben wir es vielfach noch mit kleinen und kleinsten, namentlich am Boden der Tröge, zu thun, wovon wir uns bei einer Wanderung von Sölden nach Vent im Ötzthale leicht vergewissern können. Ihre Ursachen können teils in selektiver Erosion teils in einer örtlichen Steigerung der glacialen Erosionskraft infolge von Einengungen im Gletscherbette, die eine raschere Bewegung zur Folge hatten, gelegen sein. Wiederholt knüpfen sich solche Riegel an die Höhe von Stufenmündungen und letztere werden gekrönt mit kleinen Seen (Riffelsee im Pitzthale sowie [vergl. S. 307] Bockhartsee im Gasteiner Thale, Rissachsee im Unterthale bei Schladming). Man gewinnt an solchen Stellen den Eindruck, als ob der Gletscher des Seitenthales sich auf den des Hauptthales aufgeschoben und deswegen in seiner erodierenden Wirkung nachgelassen habe.

Die kleinen Riegel sind nicht selten zwiefach durchbrochen, auf der einen Seite vom Thalflusse, auf der anderen von einer funktionslosen Furche; sie treten daher im Thale als Riegelberge entgegen. Als solchen haben wir kennen gelernt: unterhalb Gurgl im Gurglerthale den kleinen Pirchetberg sowie den Berg (1068 m) zwischen Ötz (782 m) und dem Pipurgersee (915 m), welch' letzterer eine durch Bergsturztrümmer abgedämmte Nebenfurche erfüllt. Auf die Entstehung solcher Nebenfurchen wirft ihr Vorhandensein an heutigen Gletschern Licht. Zur Zeit ihres Hochstandes, als sie bis an den Riegel der Margaritze heranreichte, entströmten der Pasterze zwei Wasseradern, welche zwei Einschnitte gebildet haben. Der Übelthalferner, welcher zur Zeit seines Hochstandes gleichfalls bis an einen Felsriegel reichte, staute die ihm weiter oberhalb von Süden her zukommenden Zuflüsse so weit auf, dass sie über den Riegel abflossen, eine Furche benutzend [1]), die heute funktionslos ist. So mögen manche Riegel, an welchen das sich zurückziehende Eis natürlich längeren Halt machte, von den Abflüssen der beiden Gletscherflanken zerschnitten und in Riegelberge verwandelt worden sein.

Man muss sich hüten, in derartigen Erhebungen, die sich am alten Gletscherboden manchmal recht auffällig ausnehmen, Beweise gegen die Gletschererosion zu erblicken, und zu sagen: weil der Gletscher sie nicht fortgeschafft hat, ist sein Erosionsvermögen gering. Sie sind eben nicht Überreste einer präglacialen Bodengestaltung, sondern erst während der Vergletscherung zur Entwickelung gelangt, indem über ihnen die Erosionswirkung geringer war als sonst. Sie sind zu vergleichen mit den Schwellen, die man regelmässig unterhalb der Kolke in einem Flussbette trifft; und wie jene Schwellen keinen Beweis gegen die fluviatile Erosion liefern, gewähren unsere Riegelberge keinen solchen gegen die glaciale.

Die Hängethäler.

Die neben den grossen, übertieften Gletscherthälern gelegenen, stufenförmig mündenden, gleichsam hängenden Thäler sind in ihrer Vertiefung gegenüber ihren Nachbarn zurückgeblieben. Sie sind aber deswegen keineswegs samt und sonders während der Vergletscherung unverändert geblieben; die im Bereiche der grossen Gletscherzentren gelegenen haben gleichfalls eine Erosion erfahren, wie wir eben im Zamserthale schliessen mussten. Ihre Physiognomie weicht erheblich ab von der der kleinen Furchen fluvia-

1) Vergl. Richter, Gletscher der Ostalpen. S. 184.

tiler Erosion. Sie sind gewöhnlich unverästelt und verlaufen geradlinig, ihr Querschnitt ist trogförmig; ihr meist breiter Boden steigt vielfach langsam an und ist nicht selten erfüllt mit Schuttmassen des Thalgebietes; er ist gegenüber der Thalmündung in der Regel übertieft. Solche trogförmige Hängethäler sind in den karreichen Zillerthaler Alpen nicht selten, die Gunkel ist hier ein charakteristisches Beispiel; häufiger sind sie in den Ötzthaler Alpen. Als Typen können hier die Thäler rechts vom Venter und vom Gurgler Thale dienen; drei sind heute fast unvergletschert, nämlich das Timmel-, Königs- und Verwallthal; die anderen bergen kleine Gletscher, die für Hängegletscher zu gross, für Thalgletscher zu klein sind. Ähnlich, nur noch kleiner, sind die kleinen Hängethäler des Kammes zwischen Pitzthal und Kaunser Thal; einige von ihnen führen bereits den Namen Kar, wie das Watze- und Rostitzkar; in der That ist zwischen unsern kleinen trogförmigen Hängethälern und den Karen keine scharfe Grenze zu ziehen. Kurze Hängethäler sind von tieferen Karen mit etwas längeren Seitenwandungen nicht unterscheidbar, namentlich da an ihrer Mündung ebenso wie an der Öffnung der Kare nicht selten kleine Seen liegen. Unverkennbar haben die trogförmigen Hängethäler gleich den Karen die Hauptzüge ihrer Gestaltung durch kleine Gletscher erhalten, welche bereits bestehende Erosionsrinnen erheblich verbreitert und in den hinteren Partien übertieft haben, während ihre Wirkung an der Thalmündung selbst, infolge des vorgelagerten grossen Thalgletschers, gering war. Erhebungen, welche von zahlreichen trogförmigen Hängethälern durchsetzt werden, sind reichlicher gegliedert als die Karlinge, und besitzen namentlich viel steilere Grate. Sie spielen in unserm Gebiete keine grössere Rolle.

Die zurückgebliebenen Thäler an der Peripherie der Vergletscherung gleichen den gewöhnlichen Thälern fluviatiler Erosion; mit reichen Verästelungen dringen sie ins Gebirge ein; ihr Querschnitt ist nicht trogförmig, und wenn sie nicht selten eine breitere Thalsohle besitzen, so ist diese nicht durch Breitenerosion, sondern durch Akkumulation entstanden. Solche Thäler sind meist durch mächtige glaciale Aufschüttungen verbaut. Das bei Wörgl ins Unterinnthal mündende Thal der Wildschönau kann als Typus gelten. Der Gegensatz dieser verbauten Hängethäler gegenüber den kurzen, verbreiterten, ausgefegten, trogförmigen ist augenfällig. Sind letztere durch die aus ihnen abfliessenden Eismassen ausgestaltet worden, so sind erstere durch die in ihnen aufgestauten Eismassen konserviert und bis zu einem gewissen Grade auch verschüttet worden. In ihnen können wir die Spuren subglacialer Moränenanhäufung erwarten; dieselben liegen in mächtigen Grundmoränenbildungen vor.

Scheinbare Verschiedenheiten in der Entfaltung der Übertiefung.

Ist sohin der Gegensatz zwischen den aktiv und passiv vergletschert gewesenen Thälern unseres Gebirges ein sehr auffälliger, so tragen doch auch die Hauptgletscherthäler keineswegs einheitlichen Charakter. Die Trogform ist kein durchgehendes Merkmal; sie fehlt gerade dem bedeutendsten von ihnen, dem Innthale. Während in den Trogthälern gewöhnlich nur Gehängepartien der präglacialen Formen erhalten sind, haben wir dort die präglaciale Thalsohle noch in ausgedehntem Umfange in Gestalt der grossen Terrasse angetroffen; sind in den Trögen die präglacialen Furchen verbreitert und übertieft, so ist das Innthal nur stellenweise, und zwar alternierend, bald an der einen, bald an der andern Seite übertieft, wie die korrespondierende Entwickelung des Mittelgebirges anzeigt.

Diese Verschiedenheit im Auftreten der glacialen Erosionswirkungen ist nicht bedingt

durch eine verschiedene Intensität ihrer Entfaltung. Der Vertikalbetrag der Übertiefung ist, wie Fig. 55 erkennen lässt, im Innthale durchaus nicht geringer, als in den Trogthälern, und auch ihre Breitenentwickelung keineswegs unbedeutender. Hat doch sein übertiefter Teil eine Tiefe von 300—500 m bei einem Querschnitt von 1—1.5 km. Wenn diese stattliche Übertiefung hier nicht in dem Masse zur Geltung kommt, wie in den Trogthälern, so liegt es darin, dass sie sich am Boden einer weit breiteren Furche geltend macht und daher hier eine bescheidenere Rolle spielt, als in den engen Querthälern. Auf letztere sind im grossen und ganzen unsere Tröge beschränkt; sie herrschen daher in den Zentralalpen und vielfach in den Kalkalpen; dazwischen aber ist ihr Auftreten im grossen und breiten Längsthale ein verkümmertes.

Nichts hat mehr die Erkenntnis der grossartigen Erosion gehindert, die unser Gebiet während des Eiszeitalters erfahren hat, als der auffällige Wechsel in der Thalscenerie des Gebirges, als die Einschaltung eines Längsthales mit abweichendem Formenschatze zwischen die typischen

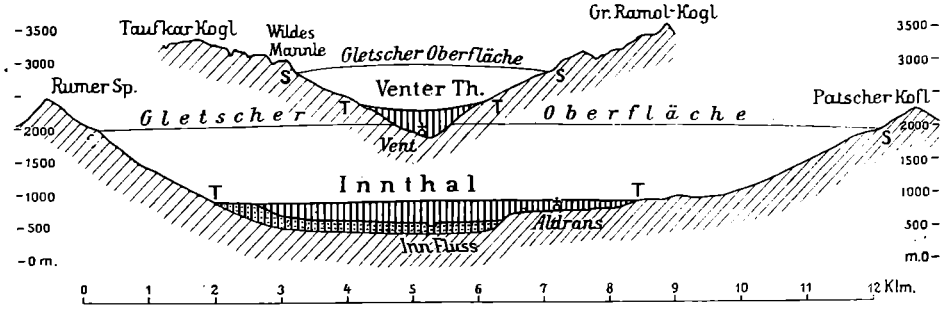


Fig. 55. Trogthal und übertieftes Längsthal mit erhaltenem präglazialen Thalboden.

U-förmigen Thalstrecken des Gebirgsausgangs und die zentralalpinen Tröge. Richter wagte nicht, die von ihm meisterhaft geschilderten Tröge den eiszeitlichen Vergletscherungen zuzuschreiben, da er (Geomorphologische Untersuchungen S. 52) die Trogränder nicht in die Hauptthäler zu verfolgen vermochte. Er erblickte in ihnen Werke von dünneren Gletschern eines späteren Stadiums, ohne sich die Schwierigkeiten, die dieser Auffassung entgegenstehen, zu verhehlen. Sie liegen nach ihm (S. 53) in dem Mangel an Endmoränen der zu den Trögen gehörigen Stadien. Wir werden derartige Stadien kennen lernen; der Umstand, dass das Gschnitzstadium vielfach auf die Gebiete der zentralalpinen Tröge beschränkt ist, hat uns infolge von Richters Arbeit lange beschäftigt; aber die Thatsache, dass Trogformen ausserhalb der Grenzen des Gschnitzstadiums keineswegs fehlen, hat uns zu unserer ursprünglichen Ansicht zurückgeführt, dass die Tröge den grossen Vergletscherungen des Eiszeitalters angehören und vergleichbar sind den Erosionskolken in unsern Flüssen, welche ja auch bei kleinen Gerinnen deren ganze Breite, bei grossen nur einen Teil derselben einnehmen. Der Umstand, dass der Rand solcher Kolke unter dem Wasserspiegel liegt entkräftet das Bedenken Richter's gegen die Entstehung der Tröge während der eiszeitlichen Vergletscherung, das er aus der Lage des Trograndes tief unter der eiszeitlichen Gletschergrenze herleitete. Wenn er endlich zur Erklärung der Trogbildung die Unterschneidung der Thalgehänge durch heutige Gletscher herbeizieht, die er durch einige Beispiele belegt, so handelt es sich unseres Erachtens bei letzteren um das zufällige Zusammentreffen, dass eine heutige Gletscherzunge in einem Troge liegt, sodass hier ihre Schliffkehle mit dem Trogboden zusammenfällt.

VI. Die Übertiefung der Thäler östlich vom Inn. Glaciale Erosion.

Tauernthäler im Salzachgebiete. Pinzgauer Längsthal. Pongauer Thal. Enge von Taxenbach. Pass Lueg. Ennsthal. Traunthal. Trogthäler in den Kalkalpen. Glaciale Erosion.

Tauernthäler im Salzachgebiete.

Die Regeln, welche wir soeben für die Übertiefung des Innthalgebietes kennen gelernt haben, beherrschen auch die Thalgestaltung im Bereiche der Salzach. Die Tauernthäler sind zum guten Teile typische Tröge, so namentlich die der Venediger Gruppe: das Krimmler-, das Ober- und Unter-Sulzbach-, das Habach- und Hollersbachthal. (Vergl. die Karte der Venediger Gruppe des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins in dessen Zeitschrift 1883.) Die Trogschlüsse sind hier meist durch Gletscherzungen verhüllt, verraten sich aber in ihnen durch besonders steil fallende Partien, wie z. B. die türkische Zeltstadt am Obersulzbachkees. Im Habachthale, wo das Habachkees über dem Trogschluss abbricht, und im beinahe gletscherfreien Hollersbachthale liegt der Trogschluss wieder etwa ebensoweit vom Hauptkamme entfernt, wie der Trograndvon den Seitenkämmen. Ganz ausgezeichnet ist der Stufenbau dieser Thäler. G. v. Prielmayer hat ihn vom Krimmlerthale dargestellt,[1]) und zugleich Ansichten von den beiden Thalflanken entworfen, welche den Trograndund die Schliffgrenze ausgezeichnet erkennen lassen. In der Glocknergruppe sind das Stubach- und das Kapruner Thal gleichfalls durch ihren Stufenbau bemerkenswert; er ist für das erstere auch durch v. Prielmayer[2]) dargestellt worden. Oberhalb jeder ruckweise erfolgenden Vergrösserung des Thalgebietes liegt ein Absatz des Thalbodens, so im Kapruner Thale oberhalb der Mündung des Wielingthales und oberhalb der des Schmiedinger Thales. Grossartig ist der Abschluss des Ferleitenthales. Es beginnt in 1200—1300 m Höhe mit der trogartigen Weitung des Roten Moosbodens, deren Flanken, ohne durch einen Trograndwesentlich unterbrochen zu werden, bis zum Wiesbachhorn (3570 m), Fuscherkarkopf (3336 m) und Brennkogel (3021 m) ansteigen. Die Übertiefung muss hier sehr bedeutend sein; Gehängeabsätze bei der Bockenayhütte, am Lengfeld und an der Walcher Hochalm deuten auf einen früheren Thalboden in mindestens 1700 m Höhe; weiter abwärts mündet das Seitenthälchen von Bad Fusch beinahe 300 m über unserm Thale. Die längeren Thäler des weiter ostwärts folgenden, vornehmlich aus Schiefer zusammengesetzten Gebirges, das Rauris-, Gastein-, das grosse und das kleine Arlthal tragen die Trogform nicht so auffällig zur Schau, wie die Thäler im Zentralgneisse der Venediger-Gruppe; aber ein jedes besitzt Kennzeichen der Übertiefung; das Rauris- und das Gasteiner Thal sind ähnlich abgeschlossen, wie das Ferleitenthal, und beginnen mit beckenförmigen Thalweitungen, wie z. B. das bekannte Nassfeld oberhalb Gastein; alle fallen namentlich in ihren oberen Partien stufenförmig, wie z. B. das Klein-Arlthal, wo der Tappenkarsee auf einer Stufe von 400 m Höhe liegt; an alle sind Stufenmündungen der Seitenthäler geknüpft, die um so höher sind, je mehr die Grössen der Einzugsgebiete verschieden sind. Es mündet das Thal des Bockhartsees mehr als 300 m über dem Nassfelder Thale oberhalb Gastein; bei Bad Gastein selbst münden der Trog des Kötschachthales und das Gasteiner Thal stufenförmig zusammen, an die Stufe des letzteren knüpfen sich die schönen Wasserfälle des weltbekannten Bades; unterhalb Gastein mündet das Angerthal 200 m hoch.

1) Das Krimmler-Achen-Thal. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpen-Ver. 1891. S. 234.
2) Die Granatspitzgruppe in den Hohen Tauern. Ebenda. 1895. S. 174.

Pinzgauer Längsthal.

Auch das Längsthal der Salzach ist wie das des Inns übertieft, aber nicht in so ununterbrochener Weise. Wir unterscheiden zwei übertiefte Weitungen, die des Pinzgaues und die des Pongaues, welche durch eine Enge zusammenhängen. Letztere ist eingeschnitten in den alten präglacialen Thalboden, der sich hier in besonderer Ausdehnung erhalten hat. Die Pinzgauer Weitung biegt bei Bruck aus dem Salzachthale ab und folgt dem Wege, welchen ein Teil der Eismassen des Salzachgletschers teils über den Sattel von Hochfilzen in das Thal der Chiemseeache, teils längs der Saalach nach Norden eingeschlagen hat. Die Pongauer Thalweitung zieht sich ein Stück Salzach abwärts; sie endet, wie die Pinzgauer, an der Grenze des Kalkgebirges. Dort verschmälern sich Saalach- und Salzachthal zu den Engen der Hohlwege und des Passes Lueg, in denen es schwer ist, die Spuren eines präglacialen Thalbodens zu erkennen.

Dass die Thalweitung des Ober- und Mitter-Pinzgaus übertieft ist, lehren die beiderseitigen Stufenmündungen. Alle Thäler der Venediger-Gruppe haben solche, so namentlich das Krimmler Thal, das 450 m über dem Beginne des Längsthales bei Krimml abbricht. In drei gewaltigen Fällen stürzt die Krimmler Ache über diese stellenweise noch deutlich abgeschliffene Stufe, die, an die Grenze des Schiefer- und Gneissgebirges geknüpft, besonders hoch und steil ist. Aber auch die zahlreichen kleinen Thäler des Schiefergebirges münden 200—300 m über dem heutigen Thalboden; ihre Flüsse schiessen zu ihm in meist ungangbaren Schluchten herab; um Niedernsill wird dadurch das präglaciale Thalniveau in 1000—1100 m Höhe festgelegt. Bei Mittersill endlich hat sich am Wege nach dem Passe Thurn ein Stück alten Thalbodens in 1100—1200 m Höhe erhalten; auf mindestens 300—400 m müssen wir hier, auf über 400—500 m bei Krimml die Übertiefung veranschlagen. Dabei liegt die Sohle des übertieften Thales nicht zu Tage; sie wird von späteren Aufschüttungen verhüllt, die thalabwärts ausgedehnter und ausgedehnter werden. Sie wachsen ein Stück weit in das Stubach-, in das Kapruner- und das Fuscherthal hinein, die deswegen gleichsohlig münden. Der Zeller See giebt uns einen Anhalt, die Mächtigkeit dieser Aufschüttungen zu schätzen; offenbar eine Lücke in denselben, gelegen zwischen denen der Salzach im Süden und denen der Saalach im Norden, senkt er sich nach Schjernings[1]) Messungen 69.5 m tief herab bis in ein Niveau von 680 m.

Pongauer Thal.

Ebenso ist das Pongauer Thalbecken übertieft. Im Süden mündet mit einer stark abgeflachten Stufe von mindestens 300 m Höhe das Gross-Arlthal; sein Bach hat in die Stufe die bekannte Liechtensteinklamm eingeschnitten. Ähnlich münden bei St. Johann das Klein-Arlthal, bei Bischofshofen das Mühlbachthal. Die Strassen, welche in sie hineinführen, steigen am Thalgehänge des Pongaus ein Stück weit hinauf, um dann erst hoch über dem tiefeingeschnittenen Seitenfluss in dessen Thal einzubiegen. Dagegen mündet das Fritzthal unterhalb Bischofshofen nahezu gleichsohlig, falls wir von den mächtigen Aufschüttungen, die es verbauen, absehen. Wir haben das Niveau der präglacialen Thalböden bei Bischofshofen in etwa 750 m, bei St. Johann in über 800 m Höhe zu suchen. Es senkt sich mit einem Gefälle von etwa 3—4 $^0/_{00}$ nordwärts, und schliesst sich nördlich des Engpasses Lueg an das präglaciale Niveau an, das wir bereits beiderseits des Salzachthalausganges festgestellt haben (S. 159).

1) Der Zeller See im Pinzgau. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin. XXVIII. 1893. S. 367.

Enge von Taxenbach.

Zwischen Pinzgauer und Pongauer Thalbecken durchmisst die Salzach ein enges Thal; auch dies ist übertieft. Seine Seitenthäler münden stufenförmig, so das Rauriser, so das Gasteiner Thal; die Flüsse beider haben in die Stufen tiefe Klammen eingeschnitten; die Kitzlochklamm der Rauriser Ache gehört nicht weniger als die Liechtensteinklamm zu den Sehenswürdigkeiten des Landes; bekannt ist der Wasserfall, mit dem sich die Gasteiner Ache in die Salzach stürzt. Auch das von Norden kommende Dientener Thal mündet stufenförmig. Erst seit kurzem ist ein Weg längs des Flusses in das Thal geführt worden, früher bog er in dasselbe auf der Höhe des Mittelgebirges ein. Während nun aber die Pinzgauer und Pongauer Thalstrecken übertieft und zugleich soweit verbreitert sind, dass in ihnen Felsterrassen nur noch in Rudimenten vorkommen, ist es dazwischen anders: unser übertieftes Engthal ist beiderseits von einem breiten, zusammenhängenden Mittelgebirge begleitet, das die Breite der Pinzgauer und Pongauer Weitung hat und mit seiner Höhe (850—950 m, abgesehen von den beiden isolierten Erhebungen des Buchberges 1219 m und Kuhberges 1109 m) in das Niveau der im Pinzgauer Längenthale und im Pongauer Thale nachweisbaren präglacialen Thalböden fällt. Darnach haben wir hier im Mittelgebirge beiderseits der Salzachenge von Taxenbach ein grösseres stehen gebliebenes Stück des präglacialen Thalbodens vor uns. Dass es gerade hier stehen geblieben ist, kann uns angesichts der Thatsache, dass den Eismassen im Längsthale der Salzach zwei Gruppen von Öffnungen in den Kalkalpen, westlich und östlich vom Steinernen Meere, offen standen, nicht wunder nehmen. In der Richtung auf beide Öffnungen hin ist der Gletscherboden bedeutend übertieft und verbreitert, im Zwischenstücke aber nur wenig. Deutlich erkennen wir, wie sich hier eine Fortsetzung der Pinzgauer Weitung, allmählich sich zuspitzend, abwärts bis gegen Taxenbach hin erstreckt, und wie sich eine solche der Pongauer Weitung bis über Schwarzach aufwärts zieht. Dazwischen liegt die eigentliche Enge von Taxenbach, die ihrerseits beträchtlich übertieft ist.

Indem wir die recht rudimentären Reste des alten präglacialen Thalbodens im Pinzgau mit denen an der Salzach im Pongau zu verknüpfen vermögen, wird die wiederholt vertretene Ansicht unhaltbar, dass die Salzachenge von Taxenbach die alte präglaciale Wasserscheide zwischen einer durch das Saalachthal nach Norden abfliessenden Pinzgauer und einer im Salzachquerthal die Kalkalpen durchmessenden Pongauer Ache sei, wie dies von C. J. Wagner[1]), Ed. Richter[2]), Schjerning[3]), Wähner[4]) und de Martonne[5]) mehr oder weniger bestimmt ausgesprochen worden und auch in einige Lehrbücher übergegangen ist[6]). Diese Ansicht hat zur Voraussetzung, dass die Weitungen des Pinzgauer Längsthales und des Pongau bereits vor dem Eiszeitalter bestanden, was

1) Die geologischen Verhältnisse des Tunnels am Unterstein mit Einbeziehung des Terrains zwischen Lend und Taxenbach. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. XXIX. 1879 S. 493.

2) Beiträge zur Kenntnis von Stadt und Land Salzburg. Salzburg 1881. S. 5.

3) Der Zeller See im Pinzgau. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde. Berlin. XXVIII. 1893. S. 367. 389. Der Pinzgau. Forsch. z. deutsch. Landes- und Volkskunde. X. 2. 1897. S. 138.

4) Geologische Bilder von der Salzach. Schr. d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien. XXXIV. 1894. S. 459.

5) Problèmes de l'Histoire des Vallées. Annales de Géographie. VII. 1898. S. 385. 389.

6) Hann, Hochstetter, Pokorny, Allgemeine Erdkunde. Vermehrte Ausgabe. 1886 S. 418. Supan, Grundzüge der physischen Erdkunde. 2. Aufl. 1896. S. 515. Ratzel, Die Erde und das Leben. I. 1901. S. 601.

nach unsern Beobachtungen über den Verlauf des präglacialen Thalbodens ausgeschlossen ist. Dagegen wird ein Übertreten der Pinzgauer Gewässer in das Saalachgebiet während der letzten Interglacialzeit durch die Deltabildung der Ruine Gruttenstein bei Reichenhall mit ihren zentralalpinen Gesteinen erwiesen. Zeitweilig dürfte daher die Taxenbacher Enge eine Wasserscheide zwischen einer Pinzgauer und einer Pongauer Ache gebildet haben; dieselben erscheinen nicht als ursprüngliche Gerinne, sondern als solche, die durch die den Bahnen der Gletscher folgende Thalübertiefung temporär ins Dasein gerufen worden sind. Die Thalgeschichte ist hier, wie nicht selten, verwickelter als bisher angenommen.

Die Entstehung der Salzachenge von Taxenbach ist in umfassendster Weise bisher von Brückner (Vergletscherung des Salzachgebietes. 1886. S. 94.) diskutiert worden. Er hält nicht für ausgeschlossen, dass sie aus einer alten Wasserscheide hervorgegangen ist; wahrscheinlicher und annehmbarer erscheint ihm aber, dass sie durch eine postglaciale Dislokation entstanden ist, durch welche der alte Thalboden im Pinzgau gesenkt, in der Enge bis zur Terrassenhöhe gehoben ist. Er stützt diese Annahme durch die hochgelegenen Schotter bei Embach; diese lassen sich aber nicht in das Niveau der Niederterrassenschotter fügen, zu denen er sie stellte. Wir halten innerhalb des Gletschergebietes die Bildung von gleichaltrigen Schottern in verschiedenen Höhenlagen für möglich und können dem Embacher Vorkommnis daher nicht die gleiche Bedeutung wie Brückner zuerkennen, namentlich da die präglacialen Thalböden bei Taxenbach keine nachträgliche Dislokation verraten. Wir kommen auf die Embacher Schotter in diesem Kapitel (IX) zurück.

Pass Lueg.

Wir können im Salzachgebiete ganz ebenso wie im Inngebiete die Übertiefung sowohl in den zentralalpinen Seitenthälern, wie auch in der Längsthalstrecke verfolgen. Erstere haben Trogform und Stufenbau erhalten, der präglaciale Boden ist in ihnen gänzlich zerstört; dagegen hat er sich in der letzteren, genau ebenso wie am Inn, noch in mehr oder weniger ausgedehnten Resten erhalten. Wieder zeigt sich, dass in den schmalen Seitenthälern die Übertiefung mit einer Verbreiterung verbunden war, während sie in der Längsthalstrecke nicht allenthalben in der ganzen stattlichen Breite des Thales gewirkt hat. Dass an der Salzach zwei Weitungen eingetieft sind, ist am Inn nicht ohne Parallele. Auch im Oberinnthale treffen wir einzelne, durch Engen miteinander verknüpfte übertiefte Weitungen, welche jeweils bis dahin reichen, wo eine Abzweigung des Gletschers stattgefunden hat. Genau ebenso liegen die Dinge an der Salzach; die Enge von Taxenbach spielt hier dieselbe Rolle, wie der Riegel von Karres oberhalb der Ötzthalmündung (S. 292). Auch noch eine weitere Ähnlichkeit ist vorhanden: Die Querthalstrecke des Inn wird bei Kufstein durch einzelne Inselberge eingeengt; die der Salzach wird es durch den Felssporn des Ofenauer Berges (909 m), welcher vom Hagengebirge vorspringt, und den Engpass Lueg bedingt. Er trennt die Pongauer Weitung von der bei Golling beginnenden, und liegt gerade dort, wo wir das rascheste Gefälle der Gletscheroberfläche haben.

Wir wagen nicht zu entscheiden, ob hier eine Rippe oder ein Riegel vorliegt, zumal da die Höhe des Ofenauer Berges sich über das Niveau des präglacialen Thalbodens erhebt. Denkbar ist auch, dass wir es hier mit einer Bruchstufe zu thun haben, welche durch die von Bittner nachgewiesene benachbarte Störungslinie des unteren Lammerthales (Aus den Salzburger Kalkalpen. Das Gebiet der unteren Lammer. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1884. S. 78. 99. 358.) verursacht ist; nicht ausgeschlossen ist endlich, dass hier mitten im Dachsteinkalkgebiete ein Karstriegel vorliegt, der einmal unterirdisch vom Wasser durchmessen wurde. Wir haben die Umgebung des Pass Lueg nicht untersuchen können; ebenso haben wir die präglacialen Thalböden längs der Saalach nicht verfolgt. Ihre Festlegung kann einen Kreuzbeweis für die Geschichte des Salzachthales liefern, wie wir sie oben skizziert haben.

Ennsthal.

Auch im Ennsgebiete lässt sich die Übertiefung sowohl in den zentralalpinen Seitenthälern, wie auch im Längsthale an der Grenze zwischen Zentral- und Kalkalpen verfolgen. Ob sie in den ersteren allenthalben in gleicher Intensität auftritt, oder ob sie im höheren Gebirge des Westens stärker ist, als im Osten, bleibt allerdings noch zu ermitteln. Jedenfalls ist sie im Westen, in den bei Schladming mündenden Thälern, recht bedeutend. Mit einer 270 m hohen Stufe mündet z. B. das Rissachthal in das Unterthal; auf der Höhe der Stufe liegt der Rissacher See (1333 m), eine echte Felswanne. Das Unterbergthal nimmt weiter oberhalb den Charakter eines typischen Troges an, dessen Rand in 1650 m Höhe liegt. Über dem mehrfach abgestuften Trogschluss erhebt sich der Hoch-Golling (2863 m).

Die Übertiefung des Längsthales der Enns haben wir bereits früher gewürdigt (S. 232); sie erstreckt sich abwärts so weit, als der sich mehrfach verästelnde Gletscher gereicht hat. Aufwärts haben wir sie bis in die Gegend von Schladming verfolgt, bis dahin, wo die Enns aus dem Engpasse Mandling, der natürlichen Grenze zwischen Salzburg und Steiermark, heraustritt. Oberhalb dieses Passes folgt abermals eine Weitung, die in stattlicher Breite bei Eben gegen das der Salzach tributäre Fritzthal und überdies durch die Thalwasserscheide der Wagreiner Höhe (950 m) gegen das gleichfalls zum Salzachgebiete gehörige Klein-Arlthal geöffnet ist. Dieses oberste Stück des Längsthales der Enns ist nur ganz unbedeutend übertieft. Seine von den Tauern kommenden Seitenthäler, nämlich das der Taurach und das der Enns, münden gleichsohlig, während sämtliche anderen Tauernthäler weiter abwärts stufenförmig münden. Nur wenig hoch erheben sich einige Felsterrassen über die Thalsohle und zeigen das Niveau des präglacialen Thalbodens bei Radstadt in rund 900 m an. Dasselbe liegt hier also erheblich tiefer als unterhalb des Mandling-Passes bei Schladming (1000 bis 1100 m); dazwischen steigen die Höhen beiderseits des Engpasses auf 1300—1400 m an. Wir können im Längsthale der Enns kein einheitliches Niveau der präglacialen Thalböden verfolgen; oberhalb des Mandlingpasses ist es ein anderes als unterhalb. Der in höheres Gelände eingeschnittene Pass erscheint als eine Scheide zwischen zwei verschieden hohen Terrassensystemen, von denen das oberste sich, wie es scheint, nach der Thalöffnung gegen die Salzach hin senkt. Hiernach dürfen wir ihn als alte Wasserscheide erachten; wir werden sehen, dass das oberste Ennsthal erst in einer späten Phase der letzten Eiszeit der Salzach entfremdet worden ist.

Traunthal.

Gelegentlich der Betrachtung der Zungengebiete vom Isar-, Lech- und Illergletscher haben wir den Blick bereits in die zugehörigen Thäler schweifen lassen und deren Übertiefung festgestellt. Sie folgt, wie wir speziell fürs Illerthal ausführten, denselben Regeln, die wir seither in allgemeiner Verbreitung festgestellt haben. Auch das Thal der österreichischen Traun fanden wir übertieft. Wir haben hier ein inneralpines Zungenbecken nachgewiesen, dessen einzelne Zweigbecken als übertiefte Wannen erscheinen. Am Traunsee erkannten wir das präglaciale Thalniveau in rund 500 m Höhe; im Engthale oberhalb des Sees, das uns in das Stammbecken von Ischl führt, ist es nicht deutlich kenntlich. Dafür tritt es uns in den sanften Gehängen der Umgebung von Ischl vielfach entgegen; dieselben senken sich sanft auf 600—650 m Höhe herab, um dann steil gegen die Traun abzufallen. Bis in dieses Niveau reichen hier

auch zwei Inselberge, der Sirius-Kogel (598 m) und der Calvarienberg (606 m), wenig höher erheben sich die bereits erwähnten Gehängeleisten im Thale der Ischl am Wolfgangsee in St. Wolfgang und an der Mündung des Zinkenbaches (650 m). Oberhalb Ischl durchmisst die Traun bei Laufen eine Enge, in welcher sie über eine felsige Schwelle herabschiesst, den Laufen bildend; dann folgt das Becken von Goisern, dessen südliche Fortsetzung von dem 125 m tiefen Hallstätter See eingenommen wird. Am Nordende sehen wir in etwa 700 m Höhe einen deutlichen Gehängeabsatz, der dem präglacialen Thalniveau entsprechen dürfte; der Hallstätter See aber erfüllt den Boden einer ganz ausgesprochenen Trogform. Steil heben sich die beiderseitigen Thalflanken empor, um dann, von 800—1000 m Höhe an, von sanfter ansteigenden Gehängepartien überragt zu werden. Eine solche zieht sich im Osten vom Sarstein über den Breiten Kogel zum Grubberg (1025 m) herab, eine andere lehnt sich im Westen an den Plassen und bricht zwischen 800 und 900 m Höhe über dem Markte Hallstatt ab, der sich in malerischer Weise am Fusse der Trogwand am See erstreckt. Das Salzbergwerk liegt auf der Höhe der flachen Abdachung, und kann vom Orte aus nur in sehr steilem Anstieg erreicht werden.

Die Trogwände buchten sich westwärts in das Echernthal hinein und ostwärts an der Traun bis zum Koppenwinkel aus. Im Echernthale bilden sie einen ordentlichen Trogschluss; ein solcher umrahmt auch das Südende des Sees oberhalb Hirschbrunn, sowie den Koppenwinkel. Aber neben letzterem ist die Trogwand durch das Thal der Traun unterbrochen, die sich von Nordosten her in den eigentümlich T-förmig gestalteten Trog ergiesst. Es ist uns nicht möglich gewesen, an ihr das präglaciale Thalniveau weiter aufwärts zu verfolgen. Das Becken von Aussee, aus dem sie vornehmlich gespeist wird, ist mit mächtigen Moränenmassen erfüllt; gleiches gilt vom Becken von Mitterndorf, aus welchem einer ihrer Quellbäche, die Kainisch-Traun, kommt, das aber sonst durch die (westliche) steirische Salza zur Enns entwässert wird. Einstweilen muss uns genügen, im Traunthale wenigstens bis zum Hallstätter See Anzeichen des präglacialen Thalbodens gefunden zu haben, welcher entschieden südwärts ansteigt, und bei Hallstatt jedenfalls mehrere hundert Meter hoch über dem Boden des heutigen übertieften Thales zu suchen ist.

Trogthäler in den Kalkklötzen.

Die mächtigen Kalkklötze der Salzburger Kalkalpen, das Steinerne Meer, die Übergossene Alm, das Tennen-, das Dachstein- und das Tote Gebirge waren in der Eiszeit von mächtigen Thalgletschern umflossen; aber es sind an sie, wie bereits erwähnt, keine typischen Kare geknüpft. Was der Volksmund namentlich auf dem Dachsteingebirge als solche bezeichnet, wie z. B. das Taubenkar, sind Karstwannen. Dafür sind an alle unsere Kalkklötze Trogthäler geknüpft, wie wir ein solches soeben am Hallstätter See kennen gelernt haben. Aber der Fall, dass wie hier der Trog von einem Flusse durchmessen wird und also zwei Öffnungen hat, steht einzig da. Alle übrigen Tröge unseres Gebietes sind zugleich Sackthäler. Als Typus kann das Königsseethal in den Berchtesgadener Alpen gelten, das erfüllt wird vom Königssee und dem davon durch einen Bergsturz abgegliederten Obersee; oberhalb desselben endet es mit dem gewaltigen Trogschluss bei der Fischunkel Alm. Die steilen und prallen Thalflanken sind die Abfälle eines zwischen 1400 und 1600 m Höhe gelegenen Plateaus, das den See umgiebt und aus welchem der Watzmann aufsteigt. Ganz ähnlich ist die Gestaltung des Troges der Gosauseen, der sich von Nordwesten

her in das Dachsteingebirge drängt (vergl. österr.-ungar. Spez.-Karte 15 IX. Ischl). Auch seine steilen Flanken werden von einem wenigstens 1400—1500 m hohen Plateau überragt, unter welchem sie sich oberhalb des oberen Gosausees zu einem grossartigen Thalschlusse vereinigen. Über demselben endet der Gosaugletscher samt Nachbarn. Im Toten Gebirge endlich haben wir in ganz ähnlicher Lage das Trogthal des Toplitzsee-Grundlsees. Neben diesen längeren Trogthälern treffen wir noch eine ganze Anzahl kürzerer, insbesondere auf der Nordseite des Toten- und Tennengebirges sowie der Übergossenen Alm. Solche kurze Trogthäler sind bereits recht karähnlich und werden auf der Übergossenen Alm auch Kare genannt, wie z. B. das Wasserkar.

Die Ähnlichkeit dieser Trogthäler mit den zentralalpinen ist unverkennbar. Die grossen entsprechen den tiefen Trögen der Hauptgletscher, die kleinen den Hängethälern der Seitengletscher. Sie sind gleich ihnen an einzelne Zentren der Vereisung geknüpft und mit Gletscherspuren reich ausgestattet; wir finden in ihnen Gletscherschliffe, und mächtige, dem Gschnitzstadium angehörige Endmoränen umspannen ihren Ausgang. Bei einer solch auffälligen Übereinstimmung der Form, Lage und Funktion müssen wir die Tröge der Kalkklötze gleichfalls als die übertieften Betten jener Gletscher auffassen, die von den Höhen des Gebirges sich in einzelnen Furchen in das umgebende tiefere Land herabzogen.

Ich habe dies 1886 für den Königssee näher ausgeführt (Das Land Berchtesgaden. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpen Vereins. 1886. S. 216). Böse hat seither dem See einen tektonischen Ursprung zugeschrieben (Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias. I. Die Berchtesgadener Trias. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. L. 1898. S. 468. 524). Er geht dabei von einer Reihe von Verwerfungen auf dem Plateau östlich vom See aus, an welchen sich einzelne Schollen staffelförmig gegen den See hin senken sollen. Infolgedessen nimmt er an, dass die steilen Wände des Seethales Verwerfungen entsprechen, zwischen denen der Seeboden grabenförmig eingebrochen sei. Den Nachweis dieser Verwerfungen selbst aber erbringt er nicht, namentlich nicht durch seine Profile. Er zeichnet senkrechte Verwerfungen genau an beiden Ufern des Sees, also in einer Lage, wo sie nicht beobachtbar sind, denn senkrecht über der Uferlinie haben wir Luft, und was darunter liegt, ist nicht sichtbar. Die Grabenbrüche Böses beruhen also nicht auf Beobachtung, sie sind rein hypothetischer Natur. Die steilen grossartig entblössten Seewände zeigen nur jene kleinen Brüche, wie sie im Kalkgebirge nirgends fehlen, und gewähren auch nicht den leisesten Anhalt für die Annahme eines hier stattgefundenen Einbruches.

Glaciale Erosion.

Wohin wir auch im Nährgebiete unserer grossen nordalpinen Gletscher den Blick lenken, allenthalben zeigen sich die Werke einer grossartigen Erosion. Sie setzt überall dort ein, wo wir den Rand der Vereisung betreten. Die Ufer der alten Gletscher sind vielfach unterschnitten, ähnlich wie die Steilufer eines Flusses; Schliffkehlen und Schliffkerben zeugen davon. An den Wurzeln der Eisströme liegen Kare, deren steilwandige Umrahmung die Untergrabung ihres Fusses lehrt, wie wir einer solchen auch vielfach rings um den Quell eines Gerinnes begegnen. Am Boden der Eisströme endlich erstrecken sich grosse, breite und tiefe Einschnitte mit den Kennzeichen der Übertiefung, die den Alpenthälern eine von der normalen so abweichende Physiognomie aufdrücken. Vom Rande bis zur Sohle zeigen die Betten der alten Gletscher Erosionswirkungen. Diese aber nehmen nicht allmählich nach der Thalmitte an Intensität zu. Deutlich heben sich im Querschnitte des Gletscherbettes, wie Fig. 55 zeigt, Uferzonen kräftiger randlicher Erosion gegenüber der median gelegenen Übertiefung hervor. Letztere wird in den Trögen seitlich von den beiden Trograndern begrenzt, die randliche Erosion durch die beiderseitigen Schliffkehlen. Es ergiebt sich daraus als Normalquerschnitt eines alten

Gletscherthales ein doppelt abgestuftes Gehänge, das U des Troges, ist eingesenkt in ein breiteres ⌣ des randlich unterschnittenen Thales. Steile Wände herrschen über der Schliffkehle und unter dem Trogrande; zwischen diesen beiden Gefällsbrüchen erstreckt sich an den Flanken des Gletscherthales eine sanfter ansteigende Stufe, die wir mit Richter, dessen Aufmerksamkeit beide Gefällsbrüche nicht entgangen sind, Schulter nennen wollen (vergl. Geomorphologische Studien S. 53 u. 59).

Diese typische Anordnung ist nicht bloss für die Trogthäler charakteristisch, sie herrscht im ganzen Nährgebiete des Gletschers, nur dass sich entsprechend den verschiedenen Grössenverhältnissen des Gletscherthales zwischen Trogrand und Schliffgrenze noch andere Gehängeabstufungen einschalten können. Wo sich die Übertiefung auf den Boden des alten präglacialen Thales beschränkt, da erscheint zwischen Trogrand und Schliffkehle noch, wie wir S. 305 gesehen haben, die Fusslinie der präglacialen Gehänge. So in den grossen Längsthälern, namentlich im Innthale. Hoch oben an den Gehängen zieht sich die Schliffgrenze entlang, dann folgt als zweite einspringende Kante die Grenze zwischen Terrasse und Gehänge entsprechend dem alten Gehängefusse, dann erst kommt die Terrassenkante, entsprechend dem Trogrande.

Gegen die Wurzeln der Eisströme hin gewinnen die beiden Hauptkanten an den Thalgehängen an Schärfe. Wir haben gesehen, wie die beiderseitigen Trogränder am Trogschlusse zusammenlaufen, wie ferner die Ausläufer der Schliffgrenzen sich ein Stück weit in die Kare hineinziehen, wo sie sich unweit von deren Boden verlieren. Der Karboden gehört in das Bereich der Thalschulter, und wie diese von unterschnittenen, so wird er von untergrabenen Felswänden überragt. Wo er stattlich entwickelt ist, reichen die Ausläufer der Schultern hoch hinauf in die Gipfelregion. Gegen das Ende der Eisströme hin verschwinden unsere beiden Kanten, und zwar zuerst die obere der Schliffkehle; der von ihr gebildete einspringende Winkel wird unterhalb der Schneegrenze durch den ausspringenden der Ufermoränen ersetzt, der Trogrand aber zieht sich als Umgrenzung der Zungenbecken weit hinaus in das Schmelzgebiet.

Diese grossen Züge in der Gestaltung unserer Gletscherbetten finden Seitenstücke in der Gestaltung zahlreicher Flussbetten. Soweit bei seinen Hochständen das Wasser zu reichen pflegt, unterschneidet es seine Ufer und schafft deutliche Uferlinien, die wir den Schliffkehlen vergleichen können. Inmitten seiner Betten aber wäscht es bald zusammenhängende, bald isolierte Kolke aus, die wir mit unsern Trögen oder übertieften Thalstrecken vergleichen können. Während ferner beim Zusammenmünden zweier Flüsse ihre Spiegel und dementsprechend auch die sie begleitenden Thalsohlen zusammenlaufen, gilt dies nicht für die Böden ihrer Betten. Mündet ein kleiner seichter Fluss in einen grossen, tiefen, so bricht sein Bett stufenförmig gegenüber dem des letzteren ab. Die durch Erosion gebildeten Flussbetten liefern, wie wir 1899 gezeigt haben [1]), Seitenstücke zu den Gletscherthälern des Nährgebietes. Diese tragen die morphologischen Züge, welche den Betten einer grossartigen Strömung gebühren.

Dass die Unterschneidung an der Schliffgrenze nicht ausnahmslos herrscht, und dass die Schliffkehle gelegentlich durch eine ausspringende Kante ersetzt wird, erwähnten wir S. 264, indem wir zugleich ausführten, dass auch in diesem Falle die Spuren kräftiger Erosion bis zum Gletschersaum emporreichen.

1) Die Übertiefung der Alpen-Thäler. Verh. d. 7. internat. Geogr.-Kongr. Berlin 1899. S. 232.

VII. Die Innthalterrasse.

Glaciale Aufschüttungen in den übertieften Thälern. Thalverbauung neben dem Inndurchbruche. Bühlstadium im Kaisergebirge. Hochgelegene Schotter. Endmoränen des Kirchbichler Waldes. Bühlstadium. Drumlin des Unterangerberges. Verbauung des Brixenthales. Peripherische Entwässerung rechts des Inns. Achensee. Brandenberger Thal. Peripherische Entwässerung links des Inns. Bühlvorstoss. Innthalterrasse oberhalb des Achensees. Terrassen links des Inns: Gnadenwald, Terrassen nördlich von Innsbruck, Terrasse zwischen Telfs und Nassereith, Terrassen um Imst. Terrassen rechts des Inns: Wippthal, Sellrain, zwischen den Thalmündungen. Oberes Ende der Innthalterrasse.

Glaciale Aufschüttungen in den übertieften Thälern.

Die Anzeichen kräftiger Erosion, die wir in den Betten der grossen Eisströme innerhalb der Ostalpen kennen gelernt haben, stehen in auffälligem Gegensatze zu mächtigen glacialen Ablagerungen, zu Moränen und Schottern, die stellenweise in den übertieften Thälern auftreten. Am ausgedehntesten sind solche glaciale Aufschüttungen im Längsthale des Inn entwickelt; an die Felsterrasse des alten präglacialen Thalbodens gelehnt und sie vielfach verhüllend, bilden sie mit ihr zusammen das Mittelgebirge des Innthales. Sie haben hier frühzeitig die Aufmerksamkeit erregt; sie sind es, die bisher kurzhin als Innthalterrasse bezeichnet worden sind. Ich habe mich mit ihnen 1882 beschäftigt (V. D. A. S. 152), später hat ihnen J. Blaas[1]) eine Reihe von Untersuchungen gewidmet, Falbesoner hat einen Teil beschrieben[2]), und ich selbst bin wiederholt auf sie zurückgekommen[3]). Das Problem, das sich zunächst an diese Terrasse knüpfte, war das der Art ihrer Entstehung. Anfänglich schien es, als ob sie ganz ebenso aufgeschüttet sei, wie die Glacialschotter an der Peripherie des Gletschergebietes; im wesentlichen auf Grund des Vorhandenseins der Innthalterrasse vertrat ich 1882 die Anschauung, dass der Ablagerung der Moränen eine Schotteranhäufung unmittelbar vorausgegangen sei (V. D. A. S. 155). Ich habe die Unrichtigkeit dieser Anschauung später selbst erkannt, und 1890 die Terrasse als eine Lokalbildung gedeutet, zu welcher Ansicht gleichzeitig auch Blaas gelangt ist (Notizen). Offen ist aber die Frage nach dem Alter der Terrasse geblieben. Noch eben jetzt hat Blaas ausgesprochen (Führer S. 61), dass eine zeitliche Vergleichung der glacialen Ablagerungen im Alpengebiete mit den diluvialen ausseralpinen Bildungen noch kaum durchführbar sei. Die Feststellung des Alters der Terrasse muss daher unsere erste Aufgabe sein; erst nach Lösung dieser Frage können wir daran gehen, das Verhältnis der Terrasse zur Thalübertiefung festzustellen.

Thalverbauung neben dem Inndurchbruche.

Die glacialen Aufschüttungen im Innthale sind im wesentlichen auf die Längsthalstrecke beschränkt; sie beginnen unterhalb Landeck und enden unterhalb Wörgl, wo der Inn nach Nordwesten umbiegt; unterhalb Kufstein, wo sich der Strom nach Norden richtet, fehlen sie. Hier haben wir in seinem Thale nur eine niedrige Schotter-

1) Die wichtigsten, die wir in folgendem vielfach unter ihrem Stichworte zitieren werden, sind: Über die Glacialformation im Innthale. Ferdinandeums Zeitschr. IV. Folge. 29. Heft. Innsbruck 1885. Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen der Gegend von Innsbruck. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XL. 1890. S. 21. Notizen über diluvioglaciale Ablagerungen im Innthale. Ber. d. naturw. mediz. Vereins in Innsbruck 1890/91. Geologischer Führer durch die Tiroler und Vorarlberger Alpen. Innsbruck 1902. S. 333 ff.

2) Der Fernpass. XI. Progr. d. fürstbischöfl. Privatgymnasium Brixen. 1886. S. 24.

3) Die Glacialschotter in den Ostalpen. Mitt. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins. 1890. Nr. 20 u. 23. Système Glaciaire S. 57 u. 69.

terrasse, die sich, wie wir S. 142 gesehen, an das Rosenheimer Moos anschliesst. Die mächtigen Glacialbildungen beschränken sich hier auf die Seitenthäler. Am besten sind sie am Jenbache erschlossen (vergl. Spez.-Karte 15 VI Kufstein). Dieser Bach schneidet, vergl. Fig. 56, in die breite Thalung ein, die sich vom Innknie unterhalb Kufstein nördlich vom Kaisergebirge über den Walchsee zum Chiemsee-Achenthale zieht. Am Ende des Einschnittes liegt Fels, der seine Mündung flankiert. Weiter oberhalb treffen wir in 520 m Höhe im Bachbette zwischen Sebi und Primau feste, zähe Grundmoräne, die sich in ihren hangenden Partien mit einer schräge geschichteten Nagelfluh verknüpft. Darüber folgt Schotter, der stellenweise zu einer lockeren Nagelfluh verkittet ist. Er besteht vorzugsweise aus Gesteinen des Thalgebietes, jedoch fehlen nirgends Beimengungen von zentralalpinem Material. Sein Hangendes wird von Moränen gebildet, die sich bei Primau in 580—590 m, weiter thalaufwärts erst in 610 m Höhe einstellen, und hier gegen Durchholzen hin grosse Mächtigkeit erlangen. Mit Drumlinformen ziehen sie sich über die Wasserscheide hinweg bis in die Gegend von Kössen. Es ist hier neben dem übertieften Hauptthale ein Nebenthal verschüttet worden, dessen

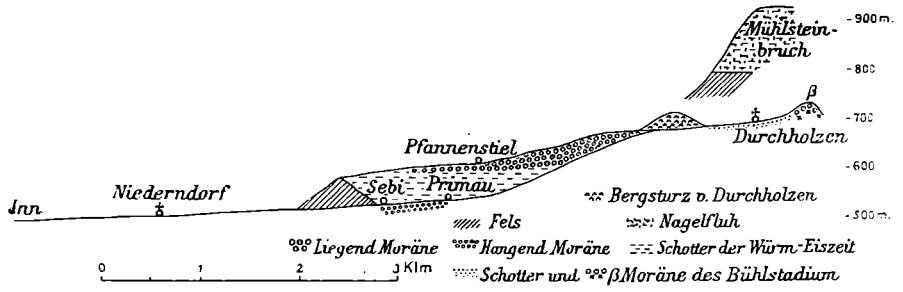


Fig. 56. Verbauung des Jenbachthales im Unterinnthale.

alte Sohle nur wenig höher liegt, als die heutige des Innthales (470 m). Es liegt hier eine ähnliche Verbauung vor uns, wie wir sie im Glasenbachthale unweit Salzburg kennen gelernt haben (S. 160); hier wie da kann sie nur zur Zeit der letzten Vergletscherung erfolgt sein, da wir von einem späteren Vorstosse des Eises im benachbarten Innthale keine Anzeichen gefunden haben. Nicht ausgeschlossen ist ferner, dass die Schotter, welche das Jenbachthal erfüllen, gleich denen des Glasenbachthales während der Schwankung von Laufen abgelagert worden sind; dann würden die Liegendmoränen noch einer Phase der Würm-Vergletscherung angehören.

Bühlstadium im Kaisergebirge.

Unterhalb Durchholzen legt sich (vergl. Fig. 56) auf die Hangendmoränen der Schuttwall eines Bergschlipfes, dessen Abrissgebiet deutlich in einer Nische am Nordabfalle des Grubenberges zu erkennen ist. Weiter oberhalb, im Dorfe Durchholzen, folgt eine Schotterfläche, welche sich bis zu den Endmoränen des Durchholzener Thales erstreckt. Letzteres ist ein typisches Sackthal des Hinteren oder Zahmen Kaisers. Sein imposanter Schluss wird von den steilen Wänden der Pyramidenspitze (1999 m) und der von ihr nach Nordosten und Osten ausgehenden Grate gebildet. Darunter liegt in 1200—1300 m Höhe der Boden der Winkelalpe, der stufenförmig gegen den 300 m tiefer gelegenen Boden der Grosspoiter Alm abfällt. Dieser zieht sich gegen Durchholzen. Hier treffen wir an seiner linken Seite zwei deutliche, aus Grundmoränen-

material bestehende Wälle; in seiner Mitte liegt ferner ein unregelmässiges Haufwerk von Kalkblöcken, die nur durch einen Gletscher hierher gebracht worden sein können; auch an der rechten Flanke ziehen sich zwei Blockwälle abwärts. Wir treffen also auf der Höhe der während der Würm-Vergletscherung gebildeten Thalausfüllung bei Durchholzen die Spuren eines Lokalgletschers, der vom Hinteren Kaiser bis auf etwa 700 m Höhe herabstieg und hier längere Zeit stationär war, sodass er seine Endmoränen mit davorbefindlicher Schotterfläche ablagern konnte. Da seine Umrahmung unter 2000 m Höhe bleibt, setzt unser Gletscher eine ziemlich tiefe Lage der Schneegrenze voraus; wir müssen sie in etwa 1300 m Höhe annehmen.

Dieses Gletscherstadium steht im Kaisergebirge nicht vereinzelt da. Zwischen dem Hinteren und Vorderen Kaiser finden wir im Kaiser- (oder Sparchenbach-) Thale 1 km unterhalb Vorderbärenbad einen deutlichen Endmoränenwall, der ein kleines, bis 750 m herabreichendes Zungenbecken umspannt; ein zweiter Endmoränenwall erstreckt sich im entgegengesetzt laufenden Kaiserbachthale unterhalb der Fischbach-Alm (840 m). Weitere Endmoränen liegen auf der Südseite des Vorderen Kaisers. Ein scharffirstiger, blocküberstreuter Wall lehnt sich hier an den Fuss des Grutten und zieht sich gegen die Wochenbrunner Alm. Es ist die rechte Ufermoräne eines alten Gletschers, der sich aus dem Kübelkar süwärts bis unter 1000 m Meereshöhe erstreckte; die zugehörige Firngrenze ist in etwa 1600 m Höhe anzunehmen. Trotz der Verschiedenheit der Schneegrenzenhöhen muss dieser Kübelkargletscher als Seitenstück zum Durchholzener Gletscher gelten; denn dieser musste bei seiner Nordexposition gleichzeitig eine tiefere Schneegrenze haben, als jener bei seiner Südexposition. Das Mittel (1400—1500 m) entspricht etwa der Höhe der Schneegrenze des Vorder-Bärenbadgletschers (1500 m). Es liegt 900—1000 m unter dem mutmasslichen Niveau der heutigen Schneegrenze im Kaisergebirge, das wir mit Richter unter 2500 m ansetzen. Darnach haben wir unsere Endmoränen dem Bühlstadium zuzuweisen, dessen Spuren wir alsbald näher kennen lernen werden.

Weitere, ziemlich ausgedehnte Reste lokaler Vergletscherung fanden wir im Habersauer Thale. Vor dessen Mündung legt sich auf die Moränen des Walchsee-Thalzuges ein Schuttkegel, welcher den Walchsee aufdämmt. Letzterer misst, wie uns J. Müllner freundlichst mitteilte, 20.9 m Tiefe. Vgl. auch Mitt. d. D. und Oe. Alpenvereins 1902. S. 100.

Hochgelegene Schotter.

Bei Durchholzen wird die bis 680 m Höhe ansteigende Aufschüttung des Walchsee-Thalzuges durch eine an den Nordabfall des Grubenberges gelehnte Terrasse um 200 m überragt. Sie wird aus einer festen, horizontal geschichteten, löcherigen Nagelfluh gebildet, die in mehreren z. T. verlassenen Steinbrüchen für Mühlsteine ausgebeutet wird, und deren Material aus allerhand Innthaler Gesteinen, darunter auch Juliergranit aus dem Engadin und Gerölle der liegenden Häringer Schichten, besteht. Auf letzteren ruht unsere Nagelfluh in 790 m Höhe diskordant auf, darüber lässt sie sich in einzelnen Fragmenten bis über 900 m hinauf verfolgen. Geschiebe von ihr finden sich in den Moränen der Gegend, die wir der Würm-Vergletscherung zuzuweisen haben. Sie ist also älter als letztere, und ist abgelagert worden, als der Walchsee-Thalzug noch bei weitem nicht die Tiefe hatte, wie heute. Über dem Niveau des präglacialen Thalbodens im benachbarten Innthale gelegen, hat sie jedenfalls ein hohes Alter, das wir jedoch nicht näher zu bestimmen vermögen. Zweifellos ist sie, wie die Gerölle Engadiner Gesteine in ihr lehren, eine Anschwemmung des Inns. Mutmasslich ist sie der Schotter einer älteren Vergletscherung, der sich in einem Winkel neben dem Hauptthale erhalten hat, vielleicht der Überrest einer älteren Thalverbauung.

Wir treffen also neben dem übertieften Inndurchbruche in einem verbauten Thale mächtige Moränen mit eingeschalteten Schottern, die wir nur der Würm-Eiszeit zuweisen können. Daneben liegen ältere Geröllbildungen, über deren Alter und Entstehung wir nichts sicheres wissen, und die wir als „hochgelegene Schotter" bezeichnen wollen, sowie die Moränen eines Rückzugsstadiums der letzten Vergletscherung, das eine nur etwa 200—300 m höhere Lage der Schneegrenze voraussetzt, als wir sie zur Würm-Eiszeit kennen gelernt haben.

Endmoränen des Kirchbichler Waldes.

Wenige Kilometer weiter aufwärts begegnen wir auch im Innthale den mächtigen Endmoränen eines Rückzugsstadiums der letzten Vergletscherung (Spez.-Karte 15 VI. Kufstein. 16 VI. Rattenberg). Sie stellen sich oberhalb Kufstein zunächst am rechten Thalgehänge ein, und bilden zwischen dem Weissachbache und der Brixenthaler Ache eine weit ausgedehnte, waldbedeckte Terrasse, die wir als Kirchbichler Wald bezeichnen wollen. 100—150 m über den Inn ansteigend, hat er nahezu allenthalben einen Sockel älterer Gesteine (meist Häringer Schichten), welcher östlich Kirchbichl im Häringer- und im Weissachthale zu Tage tritt. Er ist fast ganz verhüllt von losen Aufschüttungen, die sich etwa 150 m über den Inn erheben und sich bis zu ihm herabziehen. Ihre Zusammensetzung ist im waldigen Gelände nur selten erschlossen. Schotter waltet vor und bedingt die Waldbedeckung, doch fehlt es auch nicht an typischen Moränen; solche sind durch Rutschungen unmittelbar unterhalb der Zämentfabrik Kirchbichl dicht an der Thalsohle des Inn, sowie mehrorts, z. B. bei Glaurach und Hirnbach, erschlossen; ein untrennbares Ganze von Schotter und Moränen erschliessen ferner die Steinbrüche an der Weissach unfern Egerbach im Hangenden der dortigen Zämentmergel. Weist diese enge, unregelmässige Verknüpfung von Schottern und Moränen bereits darauf, dass wir uns in einem Endmoränengürtel befinden, so wird dies durch die Oberflächengestalt sichergestellt. Der Kirchbichler Wald wird von drei sich nordwärts ziehenden Hügelzügen durchsetzt, die sich an das rechte Thalgehänge anlehnen und am Inn abbrechen. Dazwischen liegen anfänglich breite, dann sich verschmälernde Schotterflächen, die sich gegen den Inn hin rasch senken.

Der südlichste Hügelzug lehnt sich mit über 600 m Höhe unfern der Mündung des Brixenthales an den Abfall des Paisselberges und zieht sich nordwärts in der Richtung auf die Mündung des Häringer Baches, überschreitet diesen bei Glaurach und endet bei Hirnbach mit etwa 540 m Höhe. Gegen Osten schliesst sich an ihn anfänglich in 600 m Höhe die Schotterfläche von Häring an, die sich eine Strecke weit am Häringer Bache abwärts zieht, um dann in einer schmalen Furche östlich Glaurach gegen Hirnbach zu laufen, wo sie in 520—530 m Höhe endet. Der mittlere, zugleich höchste Hügelzug lehnt sich nördlich von Häring an den Fuss des Bölfen und erstreckt sich nordwärts gegen den Inselberg des Kufsteiner Waldes. Er hält sich durchweg in über 600 m Höhe; mutmasslich gehört zu ihm die Ufermoräne von Berg (772 m), die südlich von Häring über den alten Perlmoser Zämentsteinbrüchen erschlossen ist. Östlich von ihm zieht sich die breite Schotterfläche von Schwoich in das untere Thal der Weissach hinein. Der nördliche Hügelzug lehnt sich an den Rücken von Wildschwendt und läuft gleichfalls gegen den Kufsteiner Wald. Nördlich von ihm begleitet ein wahres Geflecht von Thalstücken die Weissach; es deutet an, dass hier vielfache Veränderungen der Wasserläufe erfolgt sind. Die Höhenentwickelung des südlichen und des mittleren Hügelzuges lässt erkennen, dass es steil abfallende Gletscherzungen waren, die im Innthal endeten, und in dessen Mitte 3—4 km weiter reichten, als an den Flanken. Ihr Oberflächengefälle lässt sich auf 30—40 ‰ schätzen.

Bühlstadium.

Diesen Endmoränenwällen des Kirchbichler Waldes am rechten Innufer entspricht am linken Ufer die wallförmige Erhebung des Kuhberges (640 m) zwischen Inn und

Mariasteiner Bach. Sie wird durch eine Prallstelle des ersteren oberhalb Ober-Langkampfen angeschnitten. Unten bespült der Fluss feste Grundmoräne, darüber folgt eine deltaartig schräge geschichtete Nagelfluhpartie, stellenweise mit sehr schön gekritzten Geschieben; 30 m über dem Inn stellt sich wieder Grundmoräne ein. Wir haben also auch hier eine mächtige, wallartig verlaufende Moränenanhäufung, die bis zur heutigen Thalsohle herabreicht. Auch sie läuft in der Richtung auf den Kufsteiner Wald, bleibt aber von den rechtsufrigen Wällen durch die 2 km breite Thalsohle des Inn getrennt. Unterhalb Kirchbichl vom linken Thalgehänge des Inn an das rechte herantretend, scheidet sie die beiderseitigen Endmoränenwälle von der Schotterterrasse, die sich gegenüber Kufstein 20 m hoch erhebt. Letztere ist der oberste Ausläufer der Schotterterrassen, die wir oberhalb des alten Rosenheimer Sees kennen gelernt haben. Ihre Oberfläche zeigt mehrere solcher grubenförmigen Vertiefungen, wie sie sich häufig auf den Übergangskegeln finden. Mutmasslich als Erdfälle über schmelzenden Eispartien entstanden, die vom Schotter überdeckt worden waren, kennzeichnen sie unsere Terrasse als eine fluvioglaciale Aufschüttung. So haben wir denn im Innthale oberhalb Kufstein einen typischen Komplex von Schottern und Moränen, der uns vergewissert, dass der Inngletscher hier einen längeren Halt gemacht hat. Wir wollen ihn nach den zahlreichen kleinen, vom Eise aufgeschütteten Hügeln, die im Volksmunde Bühle heissen, Bühlstadium nennen und seine Ablagerungen durch ein β kennzeichnen.

Die Kufsteiner Terrasse kann nicht weiter innaufwärts verfolgt werden. Oberhalb Kirchbichl findet sich allerdings noch eine Schotterterrasse, die gleichfalls 20 m über den Inn ansteigt, aber ihre Fortsetzung liegt bereits unfern Glaurach nur noch 10—15 m über Thal; ihr Niveau fällt daher unter das der Kufsteiner Terrasse. Wenn letztere mit einer Schotterablagerung zu verknüpfen ist, so ist es die Schotteroberfläche von Schwoich vor dem höchsten Endmoränenwalle. Letztere senkt sich so rasch, dass sie bei Kufstein bereits in das Niveau der dortigen Terrasse zu liegen käme.

Drumlin des Unterangerberges.

Wie innerhalb zahlreicher Moränengürtel des Alpenvorlandes, findet sich auch in dem des Bühlstadiums im Innthale eine Drumlinlandschaft. Sie krönt die linksufrige Terrasse des unteren Angerberges. Auf einem Sockel von Häringer Schichten oder Hauptdolomit lagern hier gegenüber Wörgl und Kundl zunächst Innschotter, dann folgen Grundmoränen mit den charakteristischen Drumlinformen, welche in der Thalrichtung gestreckt sind und sich gelegentlich, z. B. bei Berg, an Dolomitaufragungen anlehnen. Weiter oberhalb ändert sich die Physiognomie des Mittelgebirges. Seine bis dahin mächtige Bedeckung mit Schottern und Moränen setzt aus, nackt gehen als typische Längsrippen am Oberangerberge zwischen Breitenbach und Voldöpp die Häringer Schichten zu Tage und schliessen eine flache Mulde zwischen sich ein, in welcher der nach J. Müllners Messungen nur 10.5 m tiefe Reinthaler See gelegen ist; es schliesst sich an die Drumlinzone ein normales Zungenbecken an. In beide aber ist in einer Breite von 1.5 km die Sohle des Innthales eingeschnitten.

Die Schotter setzen unter den Drumlin vom Innthale bis zum Thale des Mariasteiner Baches durch; hier streichen unter ihnen gegenüber Embach mächtige Bänderthonlager aus, über welchen mächtige Quellen hervortreten. Eine scharfe Grenze zwischen den Drumlin und dem Endmoränenwalle des Kuhberges ist nicht zu erkennen. Dort, wo letzterer etwa beginnt, ragen bei Mariastein aus dem Glacialen einzelne Felsen heraus, deren einer das dortige Kirchenschloss trägt. Die Verschiedenheit des Schichtfallens schliesst aus, dass sie von anstehendem Gesteine gebildet werden. Wahrscheinlich gehören sie zu einem Bergsturze, dessen riesige Blöcke den Moränen beigesellt sind.

Verbauung des Brixenthales.

Die beiderseits der Inngletscherzunge des Bühlstadiums mündenden Seitenthäler sind durch mächtige glaciale und fluvioglaciale Ablagerungen verbaut. Von den Kirchbichler Endmoränen ausgehend, treffen wir zunächst auf das Brixenthal, welches rechts vom Inn, wie wir bereits S. 290 berichtet haben, gleichsohlig mündet (Spez.-Karte Rattenberg 16 VI). Wenn wir in ihm 4 km aufwärts gegangen sind, kommen wir auf eine mächtige Thalzuschüttung. Auf ihrem Ende steht das Schloss Itter; eine grosse Leithe darunter erschliesst in 100 m Mächtigkeit Thalschotter mit Blöcken von Zentralgneiss, die über den Filzensattel in unser Thal gebracht worden sind; darüber lagert Bänderthon, seinerseits wieder von Schotter bedeckt. Ein zweiter grosser Aufschluss legt oberhalb Hopfgarten bei Haslau wieder Thalschotter in 50 m Mächtigkeit bloss; darunter ist hier Grundmoräne angeschnitten; das Hangende ist wieder Sand und Thon. In höherem Niveau lagern Grundmoränen, die namentlich an der grossen Eisenbahnschleife oberhalb Hopfgarten und auch sonst mehrfach (Lindgraben zwischen Itter und Hopfgarten, Thalbach westlich Hopfgarten) in den oberen Partien der Thalaufschüttung aufgeschlossen sind. Ihr Material besteht vornehmlich aus den Schiefern und Kalken des Thalgebietes, denen zentralalpine Geschiebe mehrfach beigemengt sind. Von diesen Moränen sind diejenigen grundverschieden, welche die linke Seite der Thalverbauung, westlich und südlich Hopfgarten, krönen und hier eine typische, flachkuppige Moränenlandschaft bilden. Sie bestehen aus Blöcken von rotem Sandstein, wie solcher am linken Thalgehänge unterhalb Hopfgarten auftritt. Dieses Blockwerk beschränkt sich nicht auf den Fuss des genannten Gehänges, sondern reicht erheblich weiter thalaufwärts. Es findet sich noch in einer grossen Plaicke am Ausgange des Kelchsauer Thales beim Malsner; hier bildet es einen bis 760 m Höhe ansteigenden Wall, wogegen es westlich Hopfgarten unfern Haas eine Gehängeabstufung in 820 m Höhe bildet. Wir haben die Endmoränen eines Gletschers vor uns, der, wie bereits von Blaas (Notizen S. 19) ausgeführt ist, im Brixenthale aufwärts gewandert ist und sich bis oberhalb Hopfgarten erstreckt hat.

Dies kann nicht während der Würm-Eiszeit geschehen sein; denn während derselben lag das Brixenthal tief unter dem Eise, das noch die Hohe Salve deckte. Unser Gletscherstand ist jünger. Soweit oberhalb der Mündung des Brixenthales gelegen, wie die äussersten Endmoränen des Kirchbichler Waldes im Innthale unterhalb derselben, muss er gleichfalls dem Bühlstadium zugeschrieben werden. Damals reichte, nach den Gefällsverhältnissen der Kirchbichler Endmoränen zu urteilen, das Eis an der Mündung des Brixenthales in der Gegend von Wörgl bis zu einer Höhe von 850—900 m; es konnte also in das Brixenthal weit hineindringen, falls hier kein eigener Gletscher vorhanden war. Ein solcher aber hat wenigstens in der Gegend von Hopfgarten gefehlt; erst weiter oberhalb begegnen wir in der Mündung des Windauthales mächtigen Endmoränen eines Thalgletschers, die ihrer Lage nach gleichfalls dem Bühlstadium zuzuweisen sind.

Ob nun die gesamte Verbauung des Brixenthales auch dem letztgenannten Stadium angehört, konnten wir nicht mit voller Sicherheit entscheiden. Wir werden kennen lernen, dass dem Bühlstadium eine grosse Schwankung vorausging; als das Eis im Innthale anwuchs, musste es zunächst den Abfluss des Brixenthales erschweren, sodass die Ache ihr Geröll ablagerte, dann musste das Thal abgesperrt werden, seine Wasser wurden zu einem See aufgestaut, in dem sich die Bänderthone niederschlugen; endlich drang der Inngletscher ein und breitete seine Moränen darüber aus. Die von uns beschriebene Schichtfolge steht mit dem Gange der Ereignisse, der sich notwendigerweise entwickeln musste, im Einklange. Aber die Hangendmoränen sind nur teilweise als Sand-

stein-Blockwerk, gutenteils auch als schlammige Grundmoräne entwickelt. Letztere trägt vielfach den Typus der Ablagerung eines Brixenthal-Gletschers, so namentlich an der grossen Eisenbahnschleife oberhalb Hopfgarten. Könnte sie hier vielleicht als eine Ablagerung gelten, die zu den unmittelbar angrenzenden Endmoränen des Windauthales gehört, so ist eine solche Auffassung für die Grundmoränen bei Hopfgarten ausgeschlossen. Falls diese dem eingedrungenen Aste des Inngletschers angehören, bereitet ihre Deutung keine Schwierigkeit; falls sie aber, was auch denkbar wäre, zu einem Gletscher des Brixenthales gehören, müsste man sie der Würm-Eiszeit zuschreiben und die liegenden Schotter wie die am Jenbache als Staugebilde dieser Eiszeit auffassen. Eine nähere petrographische Untersuchung der Moränen kann diese Fragen aufklären. Auch eine höhere Terrasse an der linken Seite des Brixenthales, die in beinahe 900 m Höhe durchschnitten wird, wo sie aus Sandsteingeröll besteht, bedarf noch der Untersuchung.

In der Thalaufschüttung des Brixenthales kommen Lager von Schieferkohlen vor, welche in das Liegende der Hangendmoränen gehören. Sie treten im Niveau der Thone über den Schottern auf.

Das eine Vorkommnis liegt westlich Hopfgarten am Grafenweger Bache beim Harpfer in 730 m Höhe, 150—200 m oberhalb der Mündung des Thalbaches. Unmittelbar unter der Kohle, die durch zwei kleine, 1898 bereits verfallene Stollen erschlossen war, liegt Bänderthon, der im benachbarten Thalbache mit Grundmoräne verknüpft ist; in tieferem Niveau folgen die Schotter der Thalaufschüttung. Dicht über der Kohle lagert das Blockwerk von rotem Sandstein mit einzelnen eingestreuten Gneissblöcken; gekritzte Geschiebe fehlen; aber die kuppige Oberflächengestaltung westlich vom Harpfer macht die Moränennatur der Ablagerung zweifellos. Das zweite Vorkommnis liegt im Bereiche der grossen Eisenbahnschleife links vom Bache beim Pöllbauern in 690 m Höhe. Nach Blaas (Diluvialtorf bei Hopfgarten. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1893. S. 91) liegt die 1.5 m mächtige Kohle zwischen Thon. Die Schürfung war im Sommer 1900 ganz verfallen; zahlreiche gekritzte Geschiebe auf der Halde zeigen an, dass Grundmoränen angefahren worden sind, wie solche weiter oberhalb und unterhalb im Niveau des Flötzes erschlossen sind. Dicht unter den Sandstein-Blockmoränen gelegen, gehören diese Schieferkohlen jedenfalls in die Zeit kurz vor dem Eindringen des Inngletschers in das Brixenthal, also in die Zeit vor dem Bühlstadium, die wir als die der Achenschwankung kennen lernen werden.

Peripherische Entwässerung rechts vom Inn.

Als der Inngletscher bis oberhalb Hopfgarten in das Brixenthal reichte, konnten dessen Wasser ostwärts in das Thal der Kitzbüheler Ache überfliessen, gegen welches unser Thal mit einer Thalwasserscheide von nur 820 m Höhe geöffnet ist (vergl. Fig. 60). Eine weite Schotterfläche, welche westlich von Kitzbühel den kleinen Schwarzsee aufdämmt und durch die Rainache entwässert wird, zeugt von der ehemaligen Benutzung dieses Weges. Als sich dann der eingedrungene Inngletscher bis in die Gegend unterhalb Hopfgarten zurückgezogen hatte, bot sich ein anderer Ausweg für die Wasser; sie konnten von Itter über Söll in das Gebiet der Weissach überfliessen, um bei Kufstein den Inn zu erreichen.

Dieser Weg ist jedenfalls längere Zeit benutzt worden. Davon zeugen die Terrassenschotter im Hangenden der Brixenthaler Thalverbauung; sie bilden ein grosse Fläche, die von Westendorf (785 m) nach dem Auner Wald (760 m) zieht, dann westlich Hopfgarten bei Ebenhub und Wiflberg wieder einsetzt und schliesslich rechts der Ache bei Itter (700 m) endet. Weiter gegen Söll hin scheint ein Stausee bestanden zu haben, dessen Ablagerungen bei Mühlthal in mächtigen Bänderthonmassen vorliegen und dessen Boden die breite Thalsohle von Söll (690—700 m) bilden dürfte. Nördlich davon erhebt sich ein schmaler Gesteinsrücken, welcher mehrere rinnenförmige Lücken gegen das Weissachthal hin zeigt, durch welche die Wasser in weniger als 700 m Höhe nordwärts überfliessen konnten. Dort endlich, wo die Weissach in die breite Innthalfurche übertritt, sind bei Eiberg sehr beträchtliche Schottermassen abgelagert worden.

Zur Zeit der grössten Ausdehnung des Inngletschers im Brixenthale hat letzteres höchst wahrscheinlich auch Zuflüsse aus der benachbarten Wildschönau erhalten, die bei Kundl und Wörgl direkt zum Inn entwässert wird. An der Wildschönauer Ache verzeichnet die Originalaufnahme bei Auffach Terrassen, welche nahezu die Höhe des Sattels von Oberau (936 m) erreichen.

Dieser öffnet das Thal des Wildschönauer Baches gegen das des Wörglbaches, und letzteres ist am Grafenweg (887 m) gegen das Brixenthal geöffnet. Möglicherweise ist das Sandsteinblockwerk, das wir hier als Hangendmoräne fanden, teilweise durch die Wasser der Wildschönau herbeigeführt.

Unter der breiten Schotterfläche von Westendorf-Itter finden sich bei Hopfgarten und Itter noch tiefere Terrassen, deren Verlauf sich nicht in zusammenhängender Weise feststellen lässt. Die Flüsse, welche in die Thalaufschüttung wieder eingeschnitten sind, haben nicht allenthalben wieder den alten Thalboden getroffen und sind mehrfach auf Felsen gestossen, welche sie in Engen durchmessen; so die Ache westlich Itter und oberhalb Hopfgarten. Ein Wasserfall knüpft sich hier an eine epigenetische Thalstufe.

Bleiben auch noch mancherlei Einzelheiten im Brixenthale näher zu erforschen, so ist doch sicher, dass es während des Bühlstadiums von einem Ableger des Inngletschers betreten wurde, der seine Wasser zu grossen Umwegen zwang. Der beim Rückzuge dieses Gletscherastes benutzte kehrt zum Inn in der Gegend von Kufstein zurück, die also damals eisfrei gewesen sein muss. Er allein muss uns schon lehren, dass im Unterinnthale einmal der Gletscher oberhalb Kufstein geendet hat.

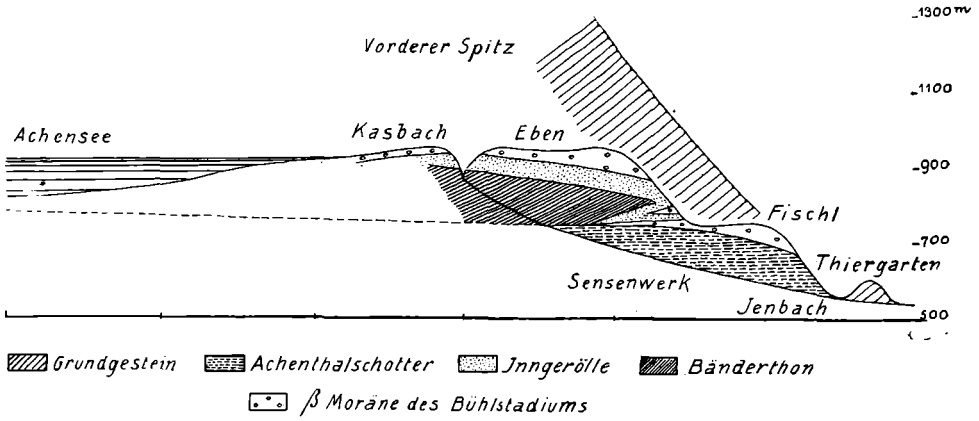


Fig. 57. Profil des Achenseedammes. 1 : 75000. Einheit des Längenmassstabes 1.5 km.

Achensee.

Eine sehr charakteristische Verbauung zeigt das Thal des Achensees. 1882 wurde gezeigt (V. D. A. S. 158), dass der Achensee durch die Aufschüttungen des Innthales von letzterem abgedämmt worden ist; neuere Aufschlüsse, welche durch die Zahnradbahn zum Achensee geschaffen worden sind, gestatten nunmehr, den Aufbau des Dammes eingehender zu schildern (vergl. Fig. 57). Er erhebt sich in zwei Abstufungen; die untere liegt bei Fischl in rund 750 m Höhe, also fast 230 m über dem Inn, auf der oberen liegt das Dorf Eben (963 m). Sie bildet die Wasserscheide zwischen Inn und Isar; ihr niederster Punkt erhebt sich auf 949 m, 20 m über den dicht benachbarten See.[1]) Die Basis des Achenseedammes besteht aus Schottern des Achenseethales, welches jetzt nicht mehr zum Inn entwässert wird. Sie bilden einen grossen Schuttkegel (K). Darüber breiten sich im Innern des Dammes mächtige, am Käsbache erschlossene Bänderthonlager (T), während der Abfall zum Innthale im grossen und ganzen mit Moränen (M_2) überkleidet ist. Letztere reichen an der oberen Abstufung bis 870 m Höhe herab; sie sind

1) Wir nehmen für die Höhe des Sees die Zahl 929 m, welche auf der Originalaufnahme an seinem Südende verzeichnet ist; am Seeufer finden wir weiter nordwärts noch mehrere niedrigere Zahlen.

hier mit Inngerölle (S) verknüpft, und setzen dann etwas über der unteren Abstufung wieder ein, um sich an ihr bis 650 m herabzuziehen. Diese unteren Moränen bilden keine blosse Überkleidung des Dammes; sie erstrecken sich in zwei Keilen in denselben hinein, reichen aber im Einschnitte des Käsbaches nicht bis zu diesem heran. Hier sind sie vertreten durch Partien des Bänderthons mit gekritzten Geschieben. Diese Lagerungsverhältnisse weisen darauf, dass der Achenseedamm zur Zeit seiner Aufschüttung am Rande eines Gletschers lag, der wiederholt kleinere Vorstösse in das von ihm abgesperrte Achenseethal hinein machte, bis er endlich, nachdem hier mehr als 150 m Bänderthon und an 40 m Schotter, zusammen also fast 200 m lacustro- und fluvioglacialer Schichten abgelagert worden waren, bis zum heutigen See vordrang. Die Wasserscheide besteht, wie neuere Aufschlüsse erkennen liessen, aus Moränen, unter welchen sich nördlich vom Bahnhofe Eben ein prachtvoller Gletscherschliff mit nordwärts gerichteten Schrammen fand.

Diese Hangendmoränen waren 1880, als ich den Achenseedamm untersuchte, nicht blossgelegt; mein Profil (V. D. A. S. 159) beruht lediglich auf den Aufschlüssen am Käsbache, der nirgends Moränen anschneidet. Die durch die Zahnradbahn geschaffenen Aufschlüsse hat zuerst Blaas geschildert (Ein Profil durch die Achensee-Dammschotter. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1889. S. 232); wir haben seither uns von der Richtigkeit seiner Beobachtungen überzeugt. Selbstverständlich ist unsere frühere Ansicht, dass der Achensee lediglich durch fluvioglaciale Ablagerungen aufgedämmt werde, nicht mehr haltbar; er gehört in die Gruppe der durch glaciale Aufschüttungen geschaffenen Seen; er ist ein permanent gewordener Eissee.

Brandenberger Thal.

Ähnliches, wie der Achenseedamm, lehrt das östlich benachbarte Thal der Brandenberger Ache. Es ist zwar nicht durch mächtige glaciale Aufschüttungen verbaut, birgt aber im Bereiche der Gemeinde Brandenberg mannigfache Anzeichen eines alten Sees. Das Dorf Brandenberg liegt auf einer scharf ausgeprägten Terrasse in 920 m Höhe, die, soweit meine Beobachtungen reichen, aus Schottern ohne Moränenbedeckung besteht. In fast genau gleicher Höhe (919 m) treffen wir auch auf der andern Thalseite eine ähnlich markante Terrasse. Im Thale selbst finden wir beim Kaiserhause sehr mächtige Bänderthonlager, also lacustre Sedimente. Das alles weist auf einen verschwundenen See von 920 m Spiegelhöhe. In diesem Niveau ist unser Thal gegen das der Thierseer Ache geöffnet, dahin mussten seine Wasser abfliessen, wenn seine Mündung verlegt war, und solches musste der Fall sein, wenn im Unterinnthal ein Gletscher lag, der bis beinahe Kufstein reichte.

Peripherische Entwässerung links des Inn.

So sehen wir denn beiderseits des Unter-Innthales, vom Zillerthal und Achensee an, Flussverlegungen in den Seitenthälern (vergl. Fig. 60). Dauernd ist der Fluss des Achenseethales dem Inn entfremdet und zur Isar gewiesen worden. Zeitweilig waren die Gewässer der Wildschönau und des Brixenthales von ihm abgedrängt, bis sie ihm auf Umwegen wieder in der Nähe von Kufstein tributär wurden. Ebenso war es mit dem Abflusse des Brandenberger Thales, auch er konnte längere Zeit den Inn erst bei Kufstein erreichen. Die Umgebung dieser alten Grenzfeste war zeitweilig der Sammelpunkt der vom Inn abgedrängten Nebenflüsse. Sie war eben eisfrei; oberhalb von ihr lag ein Gletscher, der bei Wörgl schon zeitweilig über 800 m Höhe haben musste, um die Brixenthaler Ache ins Gebiet der Chiemseeache überfliessen zu machen, und welcher bei Kundl über 900 m reichen musste, um die Wildschönauer Ache zur Seite zu drängen.

Natürlich handelt es sich hier nur um Minimalhöhen, über welche sich das Eis erheben musste. Wenn nun schon bei Kundl der Gletscher über 900 m reichte, hat er bei Jenbach jedenfalls 1000 m nicht unerheblich überschritten. Der Achenseedamm (960 m) dürfte deswegen nicht die äusserste Ausdehnung des Bühlstadiums darstellen; wir mutmassen, dass diese durch die Hügel bei Achenkirch (941 m) markiert wird, die wir nicht untersuchen konnten. Zeigt sich doch auch im Kirchbichler Walde, dass nicht die äusserste Endmoräne des Bühlstadiums die bestentwickelte ist und lehrt uns ferner der Lauf der Brixenthaler Ache zur Weissach bei Kufstein, dass der sich zurückziehende Gletscher, nachdem er den Maximalstand des Bühlstadiums verlassen hatte, alsbald einen längeren Halt machte.

Bühlvorstoss.

Die Geschichte der Nebenthäler des unteren Innthales weist auf den Gletscher, dessen Endmoränen und Drumlingebiet wir dort kennen gelernt haben. Dieser Gletscher aber bezeichnet nicht bloss eine Rückzugslage der letzten grossen Vergletscherung unseres Gebietes, sondern einen neuerlichen Vorstoss. Das lehrt vor allem die Geschichte des Achenseedammes, welcher uns erkennen lässt, dass die Gegend zunächst eisfrei war, worauf sie allmählich vergletschert wurde; das lehren uns ferner die Schotter unter den Drumlin des Unterangerberges. Das Bühlstadium ist ein Vorstoss der sich zurückziehenden Vergletscherung, dessen Ende durch einen Komplex von Schottern und Moränen bezeichnet wird.

Wenn sich dieser Komplex bisher der Beachtung entzogen hat, so liegt die Ursache in erster Linie darin, dass das Zungenbecken am Oberangerberg, die Drumlinlandschaft am Unterangerberg und die Endmoränen des Kirchbichler Waldes von der 1,5—2 km breiten Sohle des Innthales durchsetzt werden, während die subalpinen Moränengürtel in der Regel nur von schmalen Thaleinschnitten gequert werden. Die grosse Breite des Innthales wird uns verständlich, sobald wir uns erinnern, dass seine Erosionsbasis durch den See im Rosenheimer Becken festgelegt war. Der Inn, welcher die Endmoränen des Bühlstadiums durchbrach, konnte nur mässig in die Tiefe arbeiten und musste deswegen stark seitlich erodieren. Dazu kommt, dass in ihm der gesamte Abfluss des sich zurückziehenden Eises konzentriert war, während sich die Abflüsse der subalpinen Gletscherzungen in verschiedene einzelne Rinnsale zersplitterten. Endlich dürfte es beim Rückzuge des β-Stadiums wiederholt zu Katastrophen am Flusse gekommen sein, wie solche bei Entleerung der Stauseen unvermeidlich waren. Alles wirkte zusammen, eine breite Thalsohle zu schaffen. In dieser aber beschreibt der Inn dort, wo er die Endmoränen quert, ähnliche Windungen, wie in seinem viel weiter abwärts gelegenen Durchbruche durch die Jung-Endmoränen. Das sind die grossen Stromschlingen bei Kirchbichl.

Die breite Thalsohle knüpft sich an die übertiefte Strecke des Innthales, und befindet sich wahrscheinlich ziemlich hoch über dem Boden des glacialen Kolkes. Dieser ist unter ihr verschüttet, in ihrer Höhe aber durch Seitenerosion verbreitert worden. Dabei sind die Endmoränen und Drumlin, welche sich von der Höhe des präglacialen Thalbodens in tieferes Niveau herabgezogen haben, grösstenteils zerstört worden, und ihr felsiger Sockel ist vielfach blossgelegt. Drumlin und Endmoränen erscheinen im grossen und ganzen als Krönung von Felsterrassen, als ein Stück Mittelgebirge des Innthales, dem man bisher stillschweigend dieselbe Zusammensetzung zugeschrieben hat, wie dem Mittelgebirge um Innsbruck. Nur an wenigen Stellen nördlich Kirchbichl sind noch beiderseits des Inns Moränen erhalten, die sich von der Terrassenhöhe bis zur Thalsohle herabziehen, um hier abgeschnitten zu werden. Dies verrät, dass sie sich hier einst weiter erstreckten und dass die breite Thalsohle des Inns auf Kosten einer Endmoränenlandschaft entstanden ist.

Innthalterrasse oberhalb des Achensees.

Die Verbauung der Nebenthäler, die wir bisher fast regelmässig angetroffen haben, kehrt im Zillerthale nicht wieder. Es mündet nicht bloss gleichsohlig und in stattlicher Breite, sondern entbehrt auch der mächtigen Aufschüttungen; was sich hier an solchen findet, beschränkt sich auf die hochgelegenen Mündungen der Seitenthäler, z. B. des Finsingthales über Fügen (Blaas, Notizen S. 21) und des Gerlosthales über Zell. Dagegen finden wir im Innthale oberhalb der Zillermündung ausgedehnte lose Ablage-

rungen wie in einem verbauten Thale. Das ist der Teil der grossen Innthalterrasse, der bisher vor allem die Aufmerksamkeit erregt hat, und von welchem in Fig. 59 ein Stück abgebildet ist. Er unterscheidet sich wesentlich von den Terrassen freier Aufschüttung, die wir bisher ausserhalb des Gletschergebietes kennen gelernt haben. Er hat kein regelmässiges Gefälle. Vom Achensee bis in die Gegend oberhalb Telfs, auf eine Entfernung von 60 km, hält sich seine Oberfläche durchschnittlich in der gleichen Höhe von 800—900 m, und manches oberhalb gelegene Terrassenstück hat geringere Höhe als das abwärts befindliche. Auch die Zusammensetzung unserer Terrasse weicht ab von der der subalpinen Schotterterrassen; nur zum geringeren Teile besteht sie aus fluviatilem Geröll; vornehmlich wird sie aufgebaut aus lacustren Bildungen, nämlich von Thon und feinen Sanden (T), die Blaas als Mehlsande bezeichnet hat, sowie von deltaartig gelagerten Kiesen (D); dazu gesellen sich Ablagerungen, die nach der Art von Schuttkegeln (K) entstanden sind, sowie endlich Moränen (M), die ihrerseits vielfach mit Innschottern verknüpft sind (S). Diese einzelnen Schichtglieder zeigen im grossen und ganzen einen regelmässigen Verband: zu unterst lagern mehrfach Moränen (M_1), darüber breiten sich die Schuttkegel (K), die von Bänderthonen und Mehlsanden (T) oder Deltaschottern (D) überlagert werden; höher kommen die gewöhnlichen Schotter (S), bedeckt von Moränen (M_2), mit denen sie vielfach verknüpft sind. Das ist die Schichtfolge, wie wir sie in verbauten Thälern antreffen und eben im Achenseedamm kennen gelernt haben.

1882 unterschied ich Schotter und Kiese (S), Sande und Bänderthone (T) als Glieder des unteren Glacialschotters, sowie hangende Moränen (M), hielt aber das Vorkommen von liegenden Moränen nicht für ausgeschlossen (V. D. A. S 154). Blaas hat seither in seinen Arbeiten den Nachweis dieser letzteren mehrfach erbracht und hat sie als α von den Hangendmoränen β geschieden (Notizen S. 5. Erläuterungen S. 3). Er bezeichnete die zwischen den beiden Moränen gelegenen Schichtglieder anfänglich als mittlere Alluvion (Glacialformation S. 23), später als Terrassen-Sand und -Schotter. 1890 schied ich die Schuttkegel und lacustren Bildungen in der Terrasse als eigene Schichtglieder aus (Glacialschotter in den Ostalpen), die von den Hangendmoränen und den mit ihnen verknüpften Schottern zu trennen sind.

Terrassen links des Inn: Gnadenwald.

Die Schichtfolge der Innthalterrasse ist nicht allenthalben mit gleicher Vollständigkeit entwickelt. Die Schuttkegel und Deltas beschränken sich auf die Mündungen der Seitenthäler, dazwischen liegen die Bänderthon- und Mehlsandvorkommnisse; ist die Bedeckung mit den Hangendmoränen (M_2) und deren Verknüpfung mit Innschottern zwar eine ganz allgemeine, so ist dafür das Auftreten der Liegendmoränen ein nur zufälliges. Sind ferner die alten Schuttkegel an den Mündungen der aus den Kalkalpen kommenden Thäler durch ihr Material deutlich gekennzeichnet, so ist das zentralalpiner Thäler nicht allenthalben leicht von dem der mit den Moränen verknüpften Innschotter zu unterscheiden. Die klarsten Aufschlüsse über den Aufbau der Terrasse erhalten wir daher an der linken Thalseite, am Südrande der nördlichen Kalkalpen. Hier treffen wir, thalaufwärts schreitend, das erste zusammenhängende Stück der Terrasse, den Gnadenwald, der sich von Schwaz an fast 14 km weit aufwärts bis in die Nähe von Hall erstreckt (Spez.-Karte 16 V Innsbruck). Seine stellenweise 2 km breite Hochfläche fällt in einer Höhe von 820 m gegen den 280 m tiefer fliessenden Inn ab und steigt dann am Fusse des Thalgehänges bis 900 m an. Nahe seinem Nordende wird er vom Vomper Bache durchschnitten. Wo derselbe aus seinem engen Gebirgsthale, dem Vomperloche, heraustritt, findet sich eine mächtige, 20^0 südlich fallende Breccie, die vorzugsweise aus Kalken besteht, aber auch zentralalpines Material enthält (V. D. A. S. 245). Ihr steiles Fallen verrät, dass hier ein altes Delta (D) vorliegt,

aufgeschüttet in einem See von mindestens 750 m Spiegelhöhe. Weiter oberhalb treffen wir am Abfalle der Gnadenwaldterrasse namentlich Bänderthone (T); sie werden für das Ziegelwerk Fritzens ausgebeutet und lagern hier auf einer schlammigen Moräne (M_1) auf. In den oberen Partien der Terrasse fanden wir unweit davon im Farbenthale mächtige Schotter. Ihre Höhe wird allenthalben von Moränen gebildet.

Mächtige Schotter kalkalpinen Ursprungs finden sich unterhalb des Gnadenwaldes auch an der Mündung des Stanser Thales. Sie sind nicht klar genug entblösst, um entscheiden zu können, ob K oder D vorliegt. Unfern St. Georgenberg ist ihnen Bänderthon eingelagert.

Terrassen nördlich von Innsbruck.

Der kleine Terrassenrest nördlich von Innsbruck (Fig. 58 u. 63) ist ausgezeichnet durch das Auftreten eines Schuttkegels in der Innthalterrasse, dessen Material ich 1882 (V. D. A. S. 233) als Höttinger Schutt beschrieben habe. Auf der Höhe der Terrasse lagern, bis 1000 m ansteigend, mächtige Grundmoränen (M_2), die sich als zusammenhängende Decke bis 700 m herabziehen. Unter ihnen stellen sich im Höttinger Graben grobe Innschotter (S) ein, die, wie gleichfalls 1882 (V. D. A. S. 155) bemerkt, mit ihnen so verknüpft sind, wie die Glacialschotter des Alpenvorlandes mit den dortigen Moränen. Darunter folgt grober, lockerer Schutt, bestehend aus Gesteinen des Bachgebietes mit Beimengung zentralalpiner Geschiebe. Sein grobes Korn, die geringe Abnutzung vieler Blöcke, seine wenig deutliche Schichtung machen zusammen genommen zweifellos, dass hier zwischen 670 und 810 m ein alter Schuttkegel (K) vorliegt. Die Kleinheit des Massstabes von Fig. 58 gestattete nicht, ihn von den hangenden Innschottern zu trennen; beide sind hier als Terrassenschotter zusammengefasst.

Der Höttinger Schutt lagert im Höttinger Graben der interglacialen Höttinger Breccie auf, die weiter gegen Osten im Plateau der Hungerburg den eigentlichen Kern unseres Terrassenstückes bildet. Sie ist älter, als alle die bisher betrachteten Ablagerungen des Innthales; grosse Fragmente von ihr kommen sowohl im Höttinger Schutte, als auch in den Hangendmoränen (M_2), wie auch in den Innthalschottern vor, welche unfern des Schlosses Weiherburg an sie angelagert sind. Wir kommen später auf sie zurück.

Am Abfalle unserer Terrasse findet sich unweit der Höttinger Kirche Moräne in 640—650 m Höhe, und in gleichem Niveau in Büchsenhausen ein Gletscherschliff (V. D. A. S. 169 und 464; hier irrtümlich Hötting als Fundstelle angegeben). Ich habe diese Moräne 1882 zu den Hangendmoränen gestellt, annehmend, sie zöge über das Gehänge herab; Blaas rechnet sie zu den Liegendmoränen (Glacialformation S. 50. Erläuterungen S. 27) und verweist darauf, dass in ihrem Hangenden die feinen Terrassensande vorkommen. Nachdem wir aber am Achensee gesehen, wie die den Terrassenabfall überkleidenden Hangendmoränen gelegentlich keilförmig in denselben eindringen, halten wir nicht für ausgeschlossen, dass solches auch hier vorkommt. Noch tiefer liegt Moräne oberhalb der Mühlauer Brücke dicht am Inn in 590 m Höhe. Blaas, welcher von diesem Vorkommnisse mehrere Profile mitgeteilt hat, rechnet es mit Vorbehalt gleichfalls zu den Liegendmoränen (Erläuterungen S. 24). Weiter ostwärts finden wir am Terrassenabfalle mächtige Innschotter (S); unweit davon besteht der Kalvarienberg von Arzl aus feinen Mehlsanden (T).

Terrasse zwischen Telfs und Nassereith.

Die grösste Ausdehnung erlangt die Innthalterrasse auf der linken Thalseite oberhalb Telfs (Spez.-Karte 16 IV Zirl). Sie erfüllt hier die Niederung, welche zwischen Telfs und Nassereith den Inselberg des Tschirgant und seiner Ausläufer von der Mieminger Kette der nördlichen Kalkalpen scheidet. Ihr Abfall gegen den Inn hin wird zwischen Mötz und Telfs von den Dolomiten des Nachberges gebildet; zwei Einschnitte legen den Aufbau der dahinter befindlichen losen Aufschüttungen bloss: sie zeigen wieder Reste eines alten Schuttkegels samt Liegendmoränen, sowie echte Deltaschotter. Darüber breiten sich mächtige, mit Innschottern verknüpfte Moränen, die sich regelmässig über

den Terrassenabfall fast bis zum Inn herab erstrecken. Ausserdem beteiligt sich am Aufbau der Terrasse stellenweise bei Nassereith eine ältere Nagelfluhbildung.

Das Thal des Lammerbaches bei Telfs (Giesbach der Or.-Aufn.) legt im wesentlichen Kalkschotter, der vom Lammerbach abgelagert worden sein kann, bloss. Darunter findet sich bei Emat Grundmoräne, die wir zur Liegendmoräne (M_1) zu rechnen haben. Die Schichtung der Schotter ist in der unteren Thalpartie nicht blossgelegt; unfern der Stelle, wo sich vom Almwege nach Lehen der Fusssteig nach Hinterberg abzweigt, fand ich schräges, deltaartiges Fallen in 760 m Höhe; ein Teil unserer Kalkschotter mag daher zu den Deltaschottern (D) gehören; dicht am Ausgange der Zimmerberger Klamm aber ist das Geröll, das hier in etwa 800 m Höhe gelegen ist, flach geschichtet und muss als Schuttkegel (K) gelten. Darunter findet sich wieder eine steil abfallende, breccienartige Partie. Das Hangende sind Innschotter (S), auf denen eine dünne Grundmoränenpartie liegt. Über letzterer findet sich beiderseits des Baches grobes Blockwerk von Kalk, möglicherweise die Moräne eines Gletschers, der aus dem Griesbachthale kam. Die Grundmoräne zieht sich links des Baches bis zum Emat Bödele herab, wo sie in 740 m Höhe auf Schotter lagert; an der rechten Thalseite reicht sie bis gegen Telfs, und bedeckt hier in 670 m Höhe südlich der nach Nassereith führenden Strasse typischen Bänderthon (T), der in einer Ziegelei ausgebeutet wird.

Der bei Mötz in den Inn mündende Klammbach (vgl. auch Falbesoner, Fernpass S. 26 und Blaas, Notizen S. 39) durchbricht vor seinem Austritte ins Innthal einen Felsriegel, welcher bis fast zum Inn herab mit Moränen bedeckt ist und rechts vom Bache in 760 m Höhe einen prachtvollen Gletscherschliff trägt. Auf 100 m Entfernung ist der Fels poliert und mit den feinsten nordöstlich streichenden Schrammen bedeckt. Oberhalb dieses Riegels durchschneidet der Bach ein typisches altes Delta, bestehend aus Bänken von Nagelfluh, die mit solchen eines lehmigen, blättrigen Sandsteins wechsellagert. Das Ganze fällt unter dem natürlichen Böschungswinkel bei der Zämentfabrik nordwärts, weiter thalaufwärts unter dem Schlosse Klamm, wie es scheint, südostwärts. Die Nagelfluh besteht aus zentralalpinen Rollsteinen und eckigen Dolomitfragmenten, welch letztere den Hauptbestandteil des Sandsteins ausmachen. Das Liegende dieser Ablagerung ist nicht erschlossen; ihr Hangendes wird von Moräne gebildet; an einer Stelle, hinter der Zämentfabrik scheint es, als ob dieselbe konkordant zur Nagelfluh gelagert sei. Hier steigt letztere nur bis 725 m Höhe an; unter dem Schloss Klamm erhebt sie sich bis 780 m. Die hangenden Moränen, denen einzelne Lagen von Inngeröll eingeschaltet sind, reichen bis auf die Höhe von Obsteig (995 m). Die groben Schotter, welche links vom Bache eine Strecke weit oberhalb Mötz angeschnitten sind, gehören einer jüngeren Aufschüttung an; sie bilden eine kleine niedere Terrasse längs des Baches.

Das Westende des Mittelgebirgszuges von Telfs-Nassereith enthält östlich vom letztgenannten Orte noch eine ältere Nagelfluh vom Typus des hochgelegenen Schotters von Durchholzen nächst dem Unter-Innthale. Hier wie da besteht sie vornehmlich aus Geröllen zentralalpiner Gesteine; Fragmente von ihr kommen in den Moränen der Gegend vor. Sie ist also viel älter als dieselben. Die Ablagerung wird durch den Strangbach erschlossen. Sie bildet die Terrasse rechts neben seiner Mündung in das weite Thal des Gurglbaches von Nassereith, die, bis 1057 m ansteigend, sich an einen steilen Abfall des Kalkgebirges lehnt. Die Nagelfluh ist am Abfalle der Terrasse bis auf 900 m Höhe herab entblösst, sie hat also über 150 m Mächtigkeit. Sie wird von Moränen bedeckt, die, ihren Ausbiss grösserenteils überkleidend, sich fast bis Nassereith herabziehen. Vergl. auch V. D. A. S. 285, Falbesoner Fernpass S. 30, Blaas Notizen S. 40.

Die Höhe des Telfs-Nassereither Mittelgebirges zeigt vielfach die unruhig welligen Formen einer Moränenlandschaft, so namentlich auf der Sattelhöhe „auf der Höhe" (1100 m) unfern Nassereith, und hier verknüpfen sich Schotter und Moränen. Östlich von Telfs sieht man häufig kleine grubenähnliche Vertiefungen wie auf den Endmoränen des Kirchbichler Waldes. Mehrere grosse, nun trocken liegende Thäler sind hier eingeschnitten. Es müssen einst auf der Terrassenhöhe grössere Wassermassen wirksam gewesen sein, als sich heute entfalten können. Eis hat hier gelegen und ist geschmolzen.

Der Aufschluss von Holzleithen, welcher die Verknüpfung von Schottern und Moränen zeigt, wurde von mir anfänglich dahin gedeutet, dass hier ein „oberer Glacialschotter" auf den Moränen

auftrete (V. D. A. S. 170). Falbesoner hat bereits darauf hingewiesen, dass eine Wechsellagerung von Schottern und Moränen stattfindet (Der Fernpass S. 28). Ich habe mich seither von der Richtigkeit dieser Auffassung überzeugt.

Terrassen um Imst.

Das oberste Vorkommnis bedeutender Aufschüttungen im Innthale liegt in der Gegend von Imst, dort, wo der von Norden kommende Gurgler Bach in den Inn mündet (Spez.-Karte 16 u. 17. III, Lechthal und Landeck). Zu seiner Rechten erstreckt sich eine ziemlich breite, bis 1100 m Höhe ansteigende Terrasse, welche über und über mit Moränen (M_2) bedeckt ist. Die darein eingeschnittenen Bäche, der Malchbach bei Imst und der Salvesenbach bei Tarrenz, legen darunter eine lose verkittete, horizontal geschichtete Nagelfluhbildung bloss, welche durch ihre gelbliche Färbung an die Deltaschotter des Klammbaches bei Mötz erinnert und gleich denselben vorzugsweise aus zentralalpinem Materiale besteht, obwohl sie gleich ihnen in den Kalkalpen gelegen ist. Wir haben also am Westende unserer grossen Innthalterrasse anstatt der sonst aus dem Materiale der Nachbarschaft bestehenden Schuttkegel und Deltas mächtige Aufschüttungen des Inns. Auch unter ihnen finden sich Andeutungen einer Liegendmoräne (M_1).

Die massgebenden Aufschlüsse liegen bei Imst zwischen Malchbach und Rosengartenschlucht. Hier bricht zwischen 830 und 870 m Höhe die lose Nagelfluh in einer steilen Wand ab. In ihrer untersten Partie fanden wir am Malchbache einen grossen geschrammten Block; Quellen zeigen bei Imst eine undurchlässige Schicht unter ihr an; Blaas fand hier — östlich vom Calvarienberg — ein Schlammlager mit kantengerundeten, undeutlich gekritzten Geschieben (Notizen S. 45). In den hangenden Moränen treten wiederholt Schotternester auf. Bei Tarrenz ist unsere Nagelfluhbildung nur unbedeutend in 855 m Höhe erschlossen. Südlich von Imst stellt sich als Kern der Terrasse Fels ein, welcher prachtvoll nordostwärts geschrammt ist. Blaas stellt die lose Nagelfluh von Imst in eine Linie mit der hochgelegenen Nagelfluh von Nassereith (Notizen S. 40). Wir können dem nicht beipflichten; es ist ein grosser Unterschied zwischen beiden Bildungen: die Imster Nagelfluh ist locker und könnte nicht als Werkstein verwendet werden, wie die von Nassereith; letztere kommt in Form von Geschieben in den Moränen vor, was von der Imster nicht gilt. Das Vorkommnis von Imst endlich liegt nur 130—170 m über dem Inn, das von Nassereith hingegen 200—350 m. Es ist nach Lage und Beschaffenheit älter.

Terrassen rechts des Inn: Wippthal.

Am rechten Innthalgehänge setzt das aus losen Aufschüttungen bestehende Mittelgebirge in grösserer Ausdehnung erst in der Gegend von Innsbruck beiderseits der Mündung des Wippthales und des Sellrainthales ein. Es verwächst hier mit der Terrasse des präglacialen Thalbodens zu einem Ganzen, das aus der Entfernung gesehen durchaus einheitlich erscheint. Es bedarf überall näherer Untersuchungen, um seine Zusammensetzung von Fall zu Fall festzustellen. Im grossen und ganzen beschränken sich auch hier die lockeren Aufschüttungen auf die Mündungsgebiete der beiden genannten Seitenthäler; daneben tritt die Felsterrasse hervor, so zwischen Sellrain und Wippthal bei Axams und Götzens, so rechts vom Wippthal zwischen Igls und Hall. Die jungen Aufschüttungen in den Mündungen der Seitenthäler bestehen durchweg aus deren Material; sie reichen in ihnen nicht weit aufwärts und enden bald an Moränen. Dadurch wird ihre Beziehung zu den Glacialbildungen offenbar: Die mächtigen fluviatilen und lacustren Schotter (K und D) des Innthaler Mittelgebirges sind angesichts von Gletschern entstanden, welche die Thäler der Zentralalpen erfüllten.

Die Flüsse, welche diese Aufschüttungen schufen, haben beim Wiedereinschneiden nicht allenthalben ihren alten Lauf wiedergefunden und treten aus den jungen Aufschüttungen mehrfach in den Fels, so die Sill gerade dort, wo sie das Innthal erreicht.

Sie hat hier von der zu ihrer Rechten gelegenen Felsterrasse einen Sporn, den Berg Isel, abgeschnitten; ihr alter Lauf westlich von diesem Sporne ist durch Abtragung seiner losen Zuschüttung teilweise wieder blossgelegt worden, und der ehemalige Felssporn tritt nunmehr als ein Inselberg entgegen. Er kann als Typus für nicht wenige ähnlich entstandene Aufragungen in unsern Thälern gelten, die wir nach ihm Iselberge nennen können.

Den Aufbau der Terrasse im Wippthale (Spez.-Karte 17 V Matrei) veranschaulicht unser Profil Fig. 58. Die hier an der Brennerstrasse gelegenen Schotter sind schon von Playfair bemerkt worden (Works 1822. I. S. LVI). Sie lagern in 150—170 m Mächtigkeit im Riedel von Schönberg zwischen der Sill und dem aus dem Stubaithale kommenden Ruzbach und sind am Abfalle des Burgstalles gegen die Sill hin durch Erosion in einzelne Pfeiler aufgelöst worden. Sie werden bedeckt von mächtigen Moränen, über welchen hier und da jüngere Schotter die Oberfläche jenes Riedels bilden. Unter ihnen lagert bei km 9 der neuen Brennerstrasse Grundmoräne; darunter folgt Fels mit unregelmässiger Oberfläche. (Zur Vergletscherung. Leopoldina XXI. S. 17.) Ähnliches wiederholt sich nach Blaas oberhalb der Stefansbrücke am Ruzbache (Glacialformation

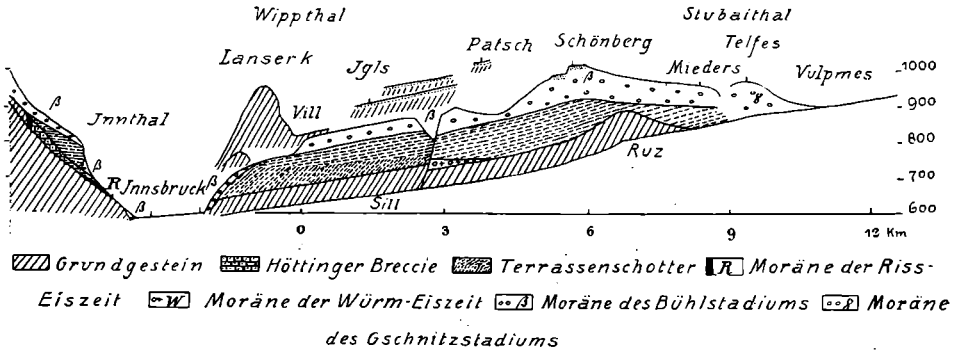


Fig. 58. Profil durch die linksseitige Innthalterrasse und die Terrasse des Wippthales.

S. 101). Die Schichtung der Schotter ist flach, ihr Material stammt aus dem Sill- und Stubaithale. Wir haben also auch hier die Schuttanhäufung eines Seitenthales, analog den Schuttkegeln (K), die wir links des Inns kennen gelernt haben, gelagert zwischen Liegend- und Hangendmoränen (M_1 und M_2). Schreiten wir von hier thalabwärts, so bemerken wir, dass die Schichtung unserer Schotter unregelmässig wird. Der von Mutters kommende Gärberbach erschliesst zwar noch flach gelagertes Gerölle, dessen untere Partien zu Nagelfluh verkittet sind, aber der Weg von Mutters ins Sillthal führt bereits an deltaähnlich geschichtetem Schotter vorbei, und schräge geschichtetem Schotter mit gekritzten Geschieben begegnen wir auch unweit der Abzweigung des Weges nach Natters von der Brennerstrasse. Dort, wo wir westlich vom Berge Isel ans Innthal herantreten, treffen wir sehr unregelmässig geschichtetes Gerölle, das von den hangenden Moränen schräge abgeschnitten wird. Weiter nordwärts endlich finden wir am Abfalle unserer Terrasse im Hohlwege unfern Wilten ein Moränenvorkommnis: es dünnt sich also unsere mächtige Schotterformation nach dem Innthale hin aus, indem sie zugleich unregelmässige, vielfach deltaähnliche Schichtung annimmt (was in unserem Profile nur schematisch angedeutet werden konnte). Zugleich senken sich die hangenden Moränen über sie bis zum Innthale herab (vergl. auch Système glaciaire S. 57).

Gehen wir von Schönberg im Sillthale aufwärts, so können wir unsere mächtige Schotterformation noch bis in die Gegend von Matrei verfolgen. Sie ist hier zum letztenmal durch die Sill am neuen Karbidwerke in einer sehr grobkörnigen Ausbildung erschlossen; bei Anlage des Wasserstollens für dies Werk wurden nach freundlicher Mitteilung der Herren Blaas und v. Wieser in Innsbruck Moränen über ihr angefahren. Oberhalb Matrei wird dann das Wippthal breiter; Moränen treten an seine Sohle, es gewinnt das Aussehen eines glacialen Zungenbeckens. Darein sind mächtige jüngere Schottermassen geschüttet, die uns noch später beschäftigen werden. Nur wenig weit erstrecken sich unsere Terrassenschotter von Schönberg am Ruzbache aufwärts.

Zwischen Mieders und Telfes treffen wir am rechten Bachufer die letzten Reste von ihnen, bedeckt von mächtigen Moränen; auf der linken Bachseite legt eine 80 m hohe Plaicke Schotter, Mehlsande und Moränen in inniger Verknüpfung bloss; weiter oberhalb reichen die Moränen bis in die Thalsohle herab, welche sich bei Vulpmes nach der Art eines Zungenbeckens erweitert. Werden wir letzteres samt den umrahmenden Moränen zwar auch später einer weit jüngeren Zeit, nämlich dem Gschnitz-Stadium zuschreiben müssen, so ist doch auch im Stubaithale klar, dass die Terrassenschotter in den Nebenthälern von beschränkter Ausdehnung sind und unter Verhältnissen auftreten, die auf eine Verknüpfung mit Moränen deuten.

Sellrain.

Ganz ähnlich liegen die Dinge im Sellrainthale (Spez.-Karte 17 IV Ötzthal), wo die Terrasse ähnlich imposant wie im Gnadenwalde auftritt (vergl. Fig. 59). An der rechten Flanke der aus dem Thale kommenden Melach sind oberhalb Kematen mächtige zum Teil sehr grobe, flach geschichtete Schottermassen erschlossen, über welchen westlich von Wollbell in mehreren grossen Rutschungen zwischen 770 und 800 m Höhe Moränen entblösst sind. Wir haben hier groben Wildbachschutt (K) mit seiner Moränenbedeckung (M_2); über letzterer stellt sich abermals Schotter ein, welcher den Boden des Thälchens von Omes auf der Terrassenhöhe bildet. Unser grober Schotter

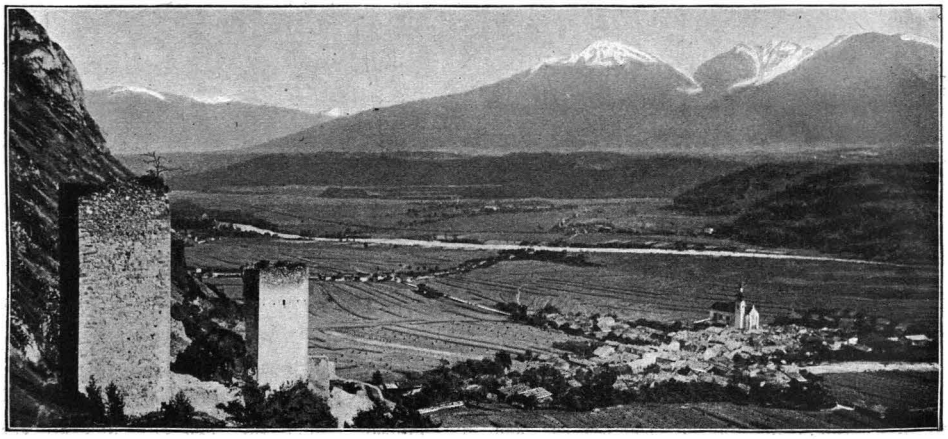


Fig. 59. Die Innthalterrasse an der Mündung des Sellrainthales, überragt von der Saile (2406 m), gesehen von Zirl.
Nach einer Photographie von Fr. Gratl in Innsbruck.

stösst an einen Felsriegel, welcher das Sellrainthal absperrt; weiter oberhalb sehen wir noch da und dort grobe Schotter an den Flanken seines anfänglich steilen Einschnittes, z. B. östlich Ober-Perfuss. Aber vom Orte Sellrain an ziehen sich die Moränen bis zum Bache herab, und das Thal wird weiter, ähnlich einem Zungenbecken. Dabei befinden wir uns aber hier unter dem Niveau der Innthalterrasse; deren Schotter stossen also auch hier an einem mit Moränen ausgekleideten Zungenbecken ab.

Haben wir vor dem Ausgange des Sellrainthales rechts der Melach grobes Gerölle (K) unter den Hangendmoränen (M_2) begegnet, so treffen wir links des Flusses unter ihnen ein grossartiges Delta (D), welches gerade gegenüber Zirl durch eine Prallstelle des Inn blossgelegt worden ist. Das ist der „lebendige Berg" oder der „Rangger Reissen", oberhalb Unter-Perfuss die grösste Entblössung in der Innthalterrasse, gerade am rechten Rande von Fig. 59. Die Höhe (836 m) wird von einer dünnen Moränenlage bedeckt, darunter folgen horizontal geschichtete grobe Schotter von Urgebirgsgeröllen — Kalke fehlen, also Melachschotter — in 45 m Mächtigkeit. Dann, in einer Höhe von rund 790 m, setzen ausgezeichnete Deltaschotter und -Sande ein, deren schräges Fallen (20—30° nordwestwärts) bereits von Blaas beobachtet worden ist (Erläuterungen S. 33). Sie können bis 80 m über den Inn (590 m) herab verfolgt werden; tiefer sind sie durch die von der Höhe herabrieselnden Sande verschüttet; doch reichen sie wahrscheinlich bis zum Inn herab. So haben wir denn hier eine grossartige lacustre Aufschüttung in einem See von 790 m Höhe.

Spuren dieses alten Deltas finden sich noch weiter südlich am Thaleinschnitte des Rettenbaches bei Itzlranggen und an dem von Ober-Perfuss sich nordwärts ziehenden Thale. Sie erheben sich auch hier auf beinahe 800 m Höhe, also über die groben Schotter (K), die wir rechts der Melach oberhalb Kematen gesehen. Wir verweisen letztere daher in ihr Liegendes.

Terrassen zwischen den Thalmündungen.

Ist es neben den beiden grossen Thalmündungen vornehmlich Fels, welcher die Terrasse bildet, so fehlen doch hier keineswegs lose Aufschüttungen gänzlich; sie bilden stellenweise in grosser Mächtigkeit den Terrassenabfall. Während aber an den Thalmündungen Schotter (K und D) vorherrschen, treten hier Bänderthone und Mehlsande in den Vordergrund, die nur mit wenig zusammenhängenden, und daher nicht überall leicht deutbaren Schottervorkommnissen verknüpft sind. Die Hangendmoränen ziehen sich auch hier über diese lacustren und fluviatilen Ablagerungen vielfach bis zur Thalsohle herab.

Die mächtigen Bänderthonablagerungen der Terrasse werden in den Ziegeleien von Inzing, Völs und an der Mündung des Geroldsbaches zwischen Völs und Innsbruck ausgebeutet. Das letztere Vorkommnis ist von Blaas wiederholt beschrieben worden (Glacialformation S. 93, Erläuterungen S. 15); er nimmt die hier im Thone auftretenden Schichtstörungen für die Anzeichen einer Liegendmoräne. Auch in der Ziegelei Völs ist die Lagerung des Bänderthones eine verworrene, was am Fusse eines steilen Gehänges, wo sichtlich Rutschungen eingetreten sind, nicht wunder nehmen kann. Hier und da Lagen sandigen Gerölles enthaltend — so z. B. unter der Kirche St. Blasien —, reicht der Thon bis etwa 100 m über den Inn, also bis etwa 690 m Höhe; in 700 m Höhe fanden wir westlich von der St. Blasienkirche einen deutlichen Deltaschotter; in grösserer Höhe erschliesst eine grosse Plaicke am Axamerbache unweit des westlichen Christenhofes horizontal geschichtetes Gerölle in 750—826 m Höhe. In seinen unteren Partien walten zentralalpine Gerölle vor, in den oberen sind eckige Kalkbröckchen sehr häufig; lagenweise sind eckige Blöcke verwitterten Glimmerschiefers eingebettet. Im Hangenden des Gerölles ist eine dünne Moränenpartie erschlossen, welche nicht unwesentlich höher liegt (825 m), als die benachbarte Moräne über dem groben Gerölle rechts der Melach bei Kematen (770—800 m) und die Moränenspuren, die Blaas in der Nähe des Bauhofes in etwa 700 m Höhe gefunden hat (Glacialformation S. 95. Erläuterungen S. 14). Sollte hier die Hangendmoräne in ähnlicher Weise mit den oberen Partien des Terrassengerölls verzahnt sein, wie wir es im Achenseedamme gesehen haben?

Rechts der Sillmündung tritt am Abfalle der Lanserköpfe das Grundgestein mit dünner Moränenüberkleidung an die Sohle des Innthales heran. Westlich Amras lehnen sich daran mächtigere jüngere Aufschüttungen, mit denen sich Blaas sehr eingehend beschäftigt hat (Glacialformation S. 77, Erläuterungen S. 16). Am Westende des Frohnleutenbichl (634 m), welcher das Thälchen vom Bade Egerdach vom Innthale trennt, überlagert eine unregelmässig geschichtete Nagelfluh mit Innthalgeröllen feste zähe Grundmoräne, die bis hart an die Thalsohle des Inn herabreicht. 1 km weiter östlich findet sich an den Peerhöfen abermals ein Nagelfluhausbiss zwischen 600 und 630 m. Ein drittes Nagelfluhvorkommnis liegt 100 m höher; es bildet den Palmhügel, auf dem sich der einzeln stehende Glockenturm bei Ampass erhebt; wir zweifeln nicht, dass es die Moränen überlagert, die in tieferem Niveau dicht südlich von ihm als Hangendes von Bänderthon auftreten. Blaas hält diese Moränen nur für angelagert, indem er ein Gerölllager im Liegenden des Bänderthons als Fortsetzung der Nagelfluh ansieht; wir halten es für ein selbständiges Schichtglied. Blaas hat die genannten drei Nagelfluhvorkommnisse samt den erwähnten des Gärberbaches und einem am Steilabfalle der Innthalterrasse nördlich Innsbruck als eigene Konglomeratbildung ausgeschieden, die er, gleich den Schottern von Imst und der Nagelfluh von Nassereith, als einen älteren Bestandteil des Innthaler Mittelgebirges erachtet. Wir halten dies nicht für begründet. So sicher die Nagelfluh von Nassereith ein älteres Glied der Quartärbildungen des Innthales ist, so sicher erscheint uns auch, dass ihr weder, wie wir bereits geäussert haben, die lockere Imster Nagelfluh noch die Vorkommnisse um Innsbruck gleichgestellt werden können. Letztere sind nirgends so fest, um als Werkstein bearbeitet werden zu können. Sie liegen auch weniger hoch; am Gärberbache ist die Nagelfluh lediglich eine verfestigte Partie des dortigen Terrassenschotters, in den sie allmählich übergeht; die Nagelfluhpartien nördlich Innsbruck erachten wir für verfestigten

Gehängeschutt, und sehen auch keinen Grund ein, die fraglichen Vorkommnisse von Egerdach, den Peerhöfen und Ampass für etwas anderes zu halten, als lokal verkitteten Terrassenschotter. Es fehlt hier das zwingende Argument, ihnen eine ähnliche Sonderstellung einzuräumen, wie den hochgelegenen Schottern von Durchholzen und Nassereith; Fragmente von ihnen sind in den Moränen und Schottern der Gegend nicht nachgewiesen worden. Die subalpinen Glacialschotter, die bald lose, bald zu Nagelfluh verkittet sind, haben uns gewöhnt, den Grad der Verfestigung einer Schotterbildung nicht zum unbedingten Kriterium ihres Alters zu machen.

Wichtig ist das Vorkommnis von Ampass dadurch, dass in den Bänderthonen seines Liegenden Pflanzenreste vorkommen, die noch der näheren Ausbeute harren. Sie streichen unter dem Palmhügel durch und kommen dann am Innthalgehänge über den Peerhöfen wieder, und zwar abermals unter Moränen zum Ausstriche. Ein alter, von Blaas geschilderter Versuchsstollen (Glacialformation S. 86) hat in ihnen zahlreiche Pflanzenreste angetroffen; ich sammelte auf der Halde Stammfragmente, die nach einer unter der Leitung meines Kollegen v. Wettstein durch Fräulein Otto vorgenommenen Bestimmung zu Picea excelsa gehören.

Terrassenoberfläche.

Die Oberfläche der Terrasse rechts des Inns wird in charakteristischer Weise von Thälern durchschnitten, welche parallel zum Inn laufen. Ihre Entstehung setzt voraus, dass einst der Abfluss der Gewässer zum Inn hin durch einen im Innthale liegenden Körper gehindert war, an welchem die Flüsse entlang strömten. Dieser Körper kann nur das sich zurückziehende Eis gewesen sein, das sich im Innthale länger hielt, als auf der daneben befindlichen Terrasse.

Blaas hat diese Oberflächenformen bereits grösstenteils gewürdigt (Glacialformation S. 77 und 89). Es kommen in Betracht: das Thal des Rettenbaches nördlich Ober-Perfuss, das Trockenthal von Omes, in dem sichtlich die Melach einst zum heutigen Axamer Bach geflossen ist, das Thal des Geroldsbaches, an das sich eine gegen Natters gerichtete Furche angliedert, ferner das schon erwähnte Egerdachthal, das Agenbachthal (Blaas, Herzthal der Orig.-Aufn.) und das Zimmersthal. Die letzteren werden vom Inn schräge abgeschnitten; es verschwindet zunächst ihr linkes Gehänge, sodass ihre Sohle als Terrasse an den Strom tritt, dann verschwindet auch diese und ihr rechtes Gehänge fällt nunmehr direkt zum Inn ab. Durch den grossen Haller Schuttkegel nach Süden gedrängt, hat der Strom hier sein rechtes Gehänge angegriffen, an welchem Gletscherbäche, teilweise vielleicht zwischen Eis und Gehänge abwärts fliessend, Furchen eingegraben haben. Blaas hat dieselben anfänglich durch glaciale Erosion erklärt (Glacialformation S. 80); später hat er in ihnen die Einrisse von Schmelzwässern erblickt, die von den südlichen Bergen herabkamen (Boden von Innsbruck S. 13). Letzterer Ansicht steht entgegen, dass einige unserer Thäler, wie z. B. das des Agenbaches, nicht von jenen Bergen ausgehen, sondern, wie die Trockenthäler westlich Telfs, auf der Terrasse entspringen, wo sie mit stumpfem Anfange einsetzen: es muss das Wasser, das sie einfurchte, auf der Terrasse selbst entsprungen sein. Wenn nun also das sich zurückziehende Eis die Terrassenhöhe früher verliess, als den Thalboden, so ergiebt sich aus der Höhe der Terrasse und der Länge unserer Thälchen ein Anhalt für das Oberflächengefälle der rückgehenden Gletscherzunge. Dasselbe dürfte über 30 ‰ betragen haben.

Einige Ansätze von nunmehr zerstörten Abflussrinnen treten uns auch in der unteren Partie des Wippthales entgegen. Sie bilden hier zwischen Patsch und Igls ziemlich steil fallende Terrassen, die am linken Thalgehänge keine Seitenstücke haben. Sie sind in Fig. 58 in ähnlicher Weise angedeutet, wie die Schotter, die bei Schönberg auf den Moränen liegen.

Oberes Ende der Innthalterrasse.

Oberhalb der Mündung des Sellrainthales werden die losen Aufschüttungen im Innthale niedriger und niedriger und verschwinden schliesslich ganz. Bei der Mündung des Ötzthales fehlen sie, und letzteres ist ebensowenig wie das Zillerthal durch jüngere Ablagerungen verbaut. Ein letztes Vorkommnis von Schottern und Moränen (vergl. Blaas, Notizen S. 43) befindet sich weiter oberhalb in der Mündung des Pitzthales auf der dortigen Thalstufe; damit hören die Terrassenaufschüttungen auf der rechten Thalseite unweit der Stelle, wo wir unfern Imst ihre letzten Spuren an der linken kennen gelernt haben, auf.

VIII. Stadien im Innthalgebiete.

Achenschwankung. Innthaler Stausee. Verschiedenes Anwachsen der Seitenthalgletscher. Geschichtliches. Moränen auf der Innthalterrasse und auf dem Seefelder Passe. Höhe des Inngletschers während des Bühlstadiums. Endmoränen des Bühlstadiums bei Weilheim. Schotter von Murnau. Kohlen von Grossweil und Thone von Schwaiganger. Grenzen des Bühlvorstosses in Oberbayern. Schneegrenze des Bühlstadiums. Schneegrenze während der Achenschwankung. Dauer der Achenschwankung. Denudationsmeter. Gschnitzstadium im Wippthale, in der Mieminger Kette. Daunstadium. Weitere Verbreitung des Gschnitz- und Daunstadiums. Ausdehnung der Vergletscherung während des Gschnitz- und Daunstadiums.

Achenschwankung.

Die einzelnen Urkunden für eine Geschichte des Innthales während des Aufbaus seiner grossen Terrasse liegen nunmehr vor uns. Dieselbe ist während einer grossen Schwankung der Vergletscherung abgelagert, die wir nach dem Damme des Achensees, dessen untere Partien während ihr entstanden sind, als Achenschwankung bezeichnen wollen. Das Innthal ist bis über Imst hinauf eisfrei geworden (vergl. Karte Fig. 60); wir fanden die Spuren einer alten, das ganze Thal erfüllenden Vergletscherung in den Liegendmoränen (M_1) im Gnadenwalde, bei Telfs und Anzeichen von solchen bei Imst, wir trafen sie ferner im Wippthale unweit des Zusammenflusses von Ruz und Sill. In dem eisfrei gewordenen Thale werden von den Seitenbächen mächtige Schuttkegel (K) aufgehäuft, so an der Mündung des Achenseethales, an der des Höttinger Grabens bei Innsbruck und an der des Lammerbaches bei Telfs. Auf der rechten Thalseite erfolgen diese Aufschüttungen angesichts von Gletschern, die noch in den Seitenthälern liegen, so im unteren Wippthale und im untersten Sellrainthale; die Gletscher reichten hier bis Matrei, bis Telfes und bis zum Dorfe Sellrain. Im Oberinnthale, in der Gegend von Imst endlich werden Innschotter abgelagert; ist es gestattet, sie analog den Wippthalschottern zu deuten, so entstanden auch sie unfern des Eises, das sohin das Innthal bis nahe an die Mündung des von Norden kommenden Gurgler Thales erfüllt haben dürfte. Wo gleichzeitig die Gletscher des Ziller- und des Ötzthales endeten, wissen wir nicht. Die Grösse ihres Einzugsgebietes macht wahrscheinlich, dass sie erheblich grösser waren, als der Wippthal-, der Stubai- und der Sellraingletscher; sie dürften bis hart ans Innthal, vielleicht sogar in dasselbe hineingereicht haben, doch nicht so weit, dass sie dasselbe verriegelten; denn oberhalb der Mündungen beider Thäler konnten im Achenseedamm und bei Imst flach geschichtete Geröllmassen zur Ablagerung kommen.

Innthaler Stausee.

Nach dieser Zeit eines weitgehenden Gletscherrückzuges erfolgte ein Anwachsen des Eises. Über den Achenthaler Schuttkegel werden Moränen mit zentralalpinen Geschieben gebreitet; der Inngletscher ist noch fern; es ist der Zillerthalgletscher, der bis wenig über die Terrassenabstufung von Fischl anwächst. Er legt sich wie ein Damm quer vor das Achenseethal sowie quer vor das westlich gelegene Innthal und staut beide auf. Es entstehen zwei Eisseen, der eine im Achenthal, sein Abkömmling ist der heutige Achensee; der andere, grössere im Innthale mass etwa 70 km Länge bei einer mittleren Breite von 3,5 km und einer Tiefe von 200 m. Sein Areal dürfte rund 250 qkm, sein Volumen über 40 cbkm gemessen haben. Statt der Schuttkegel werden hier nun Deltaschotter (D) abgelagert. Wir haben solche am Vomper Bache, an der Mündung des Lammerbaches bei Telfs, ferner im unteren Wippthale, sowie namentlich an der Mündung des Sellrainthales kennen gelernt. Hier fanden wir auch die obere Kante des Deltas; sie zeigt uns an, dass die Wasser im Innthale bis

zu 790 m Meereshöhe gespannt waren. Alle Deltaschotter liegen tiefer; die höher befindlichen flach geneigten Schotter mögen teilweise auf Schuttkegeln abgelagert worden sein, die den Deltas aufgesetzt waren. Das westlichste Delta liegt bei Mötz. Gleich dem Imster Schotter aus zentralalpinem Material bestehend, lehrt es, dass die Aufschüttung in der obersten Partie des eisfrei gewordenen Innthales seitens zentralalpiner Gewässer auch fortdauerte, als sich der Stausee gebildet hatte; aber während diese Aufschüttung früher westlich des Tschirgant geschah, erfolgt sie nunmehr östlich dieses Inselberges: wahrscheinlich ist die Gegend von Imst vom Eise bedeckt worden und der vom Ötzthaler Gletscher verstärkte Inngletscher bis Mötz vorgerückt, wie auch die Verknüpfung der Deltaschotter des Wippthales mit den dortigen Hangendmoränen anzeigt, dass das Eis während der Ablagerung der Deltas vorrückte. Zwischen den einzelnen grossen Deltas werden mächtige Thon- und Sandmassen (T) abgelagert, wie dies in einem von Gletscherflüssen gespeisten See nicht anders erwartet werden kann. Während nun aber die Deltas an den Seitenthalmündungen sich bis an den Spiegel des Stausees erheben, reichen die Bänderthonablagerungen dazwischen nicht wesentlich über 700 m. Dies erweckt den Eindruck, dass unser grosser Stausee nicht völlig zugeschüttet war, als die Gletscher heranwuchsen und sich über seinen Boden ausbreiteten. Letzteres geschah allmählich. Allenthalben werden unsere Staubildungen von mächtigen Moränen (M_2) bedeckt, die uns anzeigen, dass das ganze Innthal oberhalb der Mündung des Zillerthales wieder vom Eise bedeckt worden ist. Aber auch unterhalb der Mündung dieses Thales haben wir die Ablagerungen einer neuen Vergletscherung kennen gelernt, nämlich die des Bühlstadiums. An sie schliessen sich die Hangendmoränen des Innthales oberhalb vom Zillerthale unmittelbar an. Wir verweisen daher auch sie in das Bühlstadium, während wir die Liegendmoränen zur Würm-Eiszeit rechnen.

Verschiedenes Anwachsen der Seitenthalgletscher.

Der hier geschilderte Gang der Ereignisse besteht im Grunde genommen in einer grossen Gletscherschwankung, die beim Rückzuge der letzten grossen Vergletscherung, jener der Würm-Eiszeit, erfolgte. Wenn sie im Innthale mit einer eigentümlichen Komplikation verbunden war, so ist dies in der Gestaltung des Bodens begründet, auf dem sie sich abspielte: sie erfolgte im Bereiche eines grossen Längsthales, welches zwar parallel zum Hauptkamme des Gebirges verläuft, aber von den grossen, vom letzteren ausgehenden Gletschern nicht gleichzeitig erreicht wurde. Es liegt in der Natur der Sache, dass ein von einer höheren Partie des Hauptkammes gespeister Eisstrom rascher anwachsen musste, als ein daneben gelegener, welcher von einem weniger hohen Gebirgsteile ausging. Wir haben im Süden des Innthales das hohe Gletschergebirge der Ötzthaler und der Zillerthaler Alpen, getrennt durch die tiefe Sattelregion des Brenner. Der Ötzthaler und der Zillerthaler Gletscher mussten das Innthal früher erreichen als der aus der Brennerfurche kommende Gletscher des Wippthales. Dazu kommt, dass die oberinnthaler Eismassen, sobald sie grössere Mächtigkeit erlangten, über den Fernpass und namentlich die breite Einsattelung des Seefelder Passes in die nördlichen Kalkalpen überfliessen konnten und daher im Innthale selbst langsamer vorwärts schritten. Dasselbe war vom Zillerthaler Gletscher schon blockiert, ehe es vom Wippthalgletscher erreicht wurde; sehr langsam und allmählich nur wurde das mit den Stauseen erfüllte Thalstück vom Eise bedeckt.

Wie verschieden sich die Gebiete der in das Innthal mündenden Querthäler hinsichtlich ihrer heutigen Gletscherbedeckung verhalten, geht aus folgender Zusammenstellung hervor, welche

die Areale der Flussgebiete nach W. Becker (Die Gewässer in Österreich. 1890. II. S. 346—350) und die der Gletscher nach Ed. Richter (Die Gletscher der Ostalpen. 1888. S. 299 und 300. Die dort angegebene Zahl für das Gletschergebiet des Zillerthales, 1002.8 ha, ersetzen wir durch 10002.8 ha) enthält:

	Areal	Gletscherfläche	Vergletschertes Gebiet
Ötzthal	911 qkm	220 qkm	24%
Wippthal	868 „	56 „	6%
Zillerthal	1123 „	100 „	9%

Geschichtliches.

Die hier entwickelte Ansicht über die Entstehung der Innthalterrasse wurde 1890 von mir (Glacialschotter) und bald darauf von Blaas (Notizen) entwickelt, nachdem letzterer bereits darauf aufmerksam gemacht hatte, dass die Gletscher der Seitenthäler eher ins Hauptthal gelangen können, als dessen Gletscher ihre Mündungen erreicht (Über sogenannte interglaciale Profile. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XXXIX. 1889. S. 447). Die Zeit, in welcher sich die geschilderte Entwickelung abgespielt hat, war 1890 weder von mir noch von Blaas näher angegeben worden; auch im Système glaciaire erscheint sie nicht festgestellt. Erst nachdem sich gezeigt hatte, dass sich zwischen Kirchbichl und Kufstein Endmoränen eines Vorstossstadiums der rückziehenden Vergletscherung finden, konnte die Bildung der grossen Innthalterrasse mit Sicherheit an das Ende der Würm-Eiszeit verlegt werden. Früher hatte ich sie in deren Anfang in die Zeit der herannahenden Vergletscherung versetzt (V. D. A. S. 155). Letztere Ansicht ist bereits 1885 von Blaas angezweifelt worden; er hat sich (Glacialformation S. 115) in ähnlicher Weise über das Alter der Innthalterrasse ausgesprochen, wie wir nunmehr, und sie als die Ablagerung von Schmelzwassern einer sich zurückziehenden Vergletscherung gedeutet, die eine grosse Oscillation machte. Doch hat Blaas diese Ansicht in seinen späteren Arbeiten selbst aufgegeben (Über sogenannte interglaciale Profile S. 478) und versucht, die Stellen, welche zu Gunsten einer grösseren Oscillation sprechen, durch ganz unbedeutende Schwankungen zu erklären. Er wies darauf hin, dass die in das Hauptthal gelangten Gletscher der Nebenthäler hier mächtige Moränen ablagern konnten, noch bevor der Hauptthalgletscher dahin kam; gingen sie nun ein wenig zurück, so wurden über den von ihnen hinterlassenen Moränen Geröll- oder Sandmassen aufgeschüttet, die dann später von den Moränen des Hauptthalgletschers überdeckt wurden. In einer umfangreichen Anzeige hat A. Böhm diese Ansicht kritisiert (Peterm. Mitt. 1890. Lit.-Ber. 1418), und namentlich bezweifelt, dass die Nebenthalgletscher das Hauptthal eher erreicht haben müssten. Blaas hat dies dann ganz im Sinne unserer Anschauung für einige Fälle näher begründet (Notizen S. 8). Es sind nicht die theoretischen Voraussetzungen über das Kommen und Gehen der Vergletscherung, welche Blaas' Ansicht über die Deutung der interglacialen Profile unmöglich erscheinen lassen, sondern deren Beschaffenheit selbst. In keinem der vier von Blaas diskutierten Profile sind Hangend- und Liegendmoränen so verschieden, dass sie auf verschiedene Gletscher zurückgeführt werden könnten; namentlich gilt dies von den Profilen am Achensee und von Hötting.

Moränen auf der Innthalterrasse und auf dem Seefelder Passe.

Die Moränen, welche die Staubildungen des Innthales bedecken, reichen etwas über dieselben hinaus und greifen auf die Thalgehänge über; doch geschieht dies in so unregelmässiger Weise, dass ausgeschlossen erscheint, aus ihrer oberen Grenze die der zugehörigen Vergletscherung zu bestimmen. Sie entstammen nicht dem Maximum des Bühlstadiums, sondern sind teils während ihres langsameren Anwachsens, teils während ihres Rückganges abgelagert, wie aus ihrer häufigen Verknüpfung mit Schottern (S) hervorgeht. Doch nehmen sie nur selten Wallform an; ein kleiner Moränenwall lehnt sich vor die Mündung des Stanser Baches nördlich von Schwaz, ein weiterer befindet sich auf der Terrassenhöhe nördlich von Telfs zwischen Lehen und Hinterberg. Unweit davon steigt die Moränendecke am Thalgehänge längs des Wildermieminger Almweges in stattlicher Mächtigkeit bis 1200 m Höhe an, erhebt sich also bis über den Seefelder Sattel, und dieser selbst ist in ausgedehntester Weise mit Moränen überdeckt, die hier und da auch mit Schottern verknüpft sind.

Lehrreich in dieser Hinsicht ist der Weg von Seefeld nach Leutasch (Spez.-Karte 16 IV. Zirl. Vergl. auch V. D. A. S. 165). Er führt grösstenteils über mächtige Grundmoränen, welche sich vielfach an einen Kern festen Gesteins anschmiegen, stellenweise aber auch, wie z. B. nördlich Seefeld, Drumlinformen annehmen. Auf der höchsten Stelle der Strasse (1252 m Or.-Aufn.) liegen sie auf lose verkittetem Schotter, welcher gleich ihnen reich an kalkalpinem Materiale ist. Unfern Leutasch (südlich Unter-Weidach) streicht unter ihnen eine Breccie aus, welche vornehmlich aus eckigen Kalkbrocken besteht, aber auch zentralalpine Rollsteine enthält. Geschiebe dieser Breccie kommen in den Moränen vor. Ein weiteres Vorkommnis einer Breccie liegt westlich Ober-Leutasch dort, wo die Leutascher Ache aus dem Gaisthale in das Thalbecken von Leutasch übertritt. Sie lehnt sich an den Fels an, in den die Ache weiter thalaufwärts eingeschnitten ist, und fällt 20—30° südöstlich, also deltaähnlich, gegen das Leutascher Becken ab. Sie tritt in steilen, 30 bis 40 m hohen Felswänden an der Ache auf, die Öfen bildend; einige 100 m weiter nordöstlich wird sie vom Klammbache durchschnitten. In dessen enger Klamm ist ihre unmittelbare Auflagerung auf dem Dolomit entblösst; ihr Hangendes besteht aus den Moränen der Gegend, welche die anmutige Moränenlandschaft der Oberle Mähder bilden. Von der Breccie bei Weidach unterscheidet sie sich durch die grosse Spärlichkeit der Urgebirgsgerölle. Sie stellt ein Delta dar, hineingeschüttet in einen See von mindestens 1235 m Spiegelhöhe, welcher sich vor der letzten Eisbedeckung der Gegend im Leutaschbecken erstreckte. Die Moränen des Oberle Mähder sind dort, wo sie von der Ache oberhalb Ober-Leutasch angeschnitten sind, als Schottermoränen entwickelt. Sie enthalten ziemlich reichlich zentralalpines Material. Nach Ampferer und Hammer (Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XLVIII. 1898. S. 289. 325) reicht die Moränenbedeckung des Seefelder Passes stellenweise bis 1400 m.

Höhe des Inngletschers während des Bühlstadiums.

Wir müssen annehmen, dass der Bühlvorstoss sich auch über den Seefelder Pass, und zwar denselben in stattlicher Mächtigkeit überragend, erstreckt hat. Aber wir haben auch hier keine festen Anhaltspunkte für seine obere Grenze erhalten. Dagegen haben wir (vergl. S. 267) auf der Ostseite des Fernpasses unfern der Mittenau-Alm in 1750 und 1830 m Höhe deutliche Ufermoränen gefunden, welche nicht der Würm-Eiszeit angehören können, da deren Eis hier höher reichte und überdies sich hoch über die zugehörige Schneegrenze erhob, die wir hier zu 1500—1600 m anzusetzen haben. Wir erblicken in diesen Ufermoränen Anzeichen einer oberen Grenze unseres Bühlstadiums.

Dass wir nur ausnahmsweise den Rand des Gletschers während des Bühlstadiums durch Ufermoränen angedeutet finden, während wir z. B. die zur Würm-Eiszeit gehörigen Zungen des Tegernsee- und Traungletschers in ausgedehnter Weise von solchen umrahmt sahen, liegt vor allem an der grösseren Steilheit der Thalgehänge, welche namentlich in grösseren Höhen nur selten die Erhaltung von Moränenwällen begünstigen. Die Verhältnisse liegen im Innthale ähnlich wie im Ennsthale, wo wir auch ausgedehntere Ufermoränen der Würm-Vergletscherung vermissen. Ferner ist zu beachten, dass die äusserste Endmoräne des Bühlstadiums bei Kufstein verkümmert ist; wir können daher auch nur eine wenig stark ausgebildete oberste Ufermoräne erwarten. Endlich haben wir es nicht mit den Randbildungen einer Eiszeit, sondern mit denen eines blossen Vorstosses der sich zurückziehenden grossen Vergletscherung zu thun. Die Gefällsverhältnisse des Inngletschers während des Maximums dieses Vorstosses erscheinen plausibel: Vom Fernpasse bis Kundl ergiebt sich ein Gefälle von ziemlich genau 10 ‰, von dort bis Kufstein von beinahe 20 ‰; es war nahe am Gletscherende steiler als weiter aufwärts. Mutmasslich nahm es jedoch nicht gleichmässig ab: es dürfte zwischen dem Seefelder Pass, wo eine grosse Eisabzweigung stattfand, und dem Zillerthale steiler gewesen sein, als unmittelbar weiter oberhalb und weiter unterhalb. Sehen wir von einer solchen bloss mutmasslichen Gefällsknickung ab, so hätten wir die Eisoberfläche während des Maximums des Bühlstadium über dem Seefelder Passe in 1600—1650 m Höhe zu erwarten. Bis zu dieser Höhe haben wir dort früher zahlreiche erratische Blöcke gefunden (V. D. A. S. 462), und ebenso haben wir früher die Höhe der Würm-Vergletscherung im Fernpassgebiete so hoch angesetzt, wie nunmehr die des Bühlgletschers. Auch um Innsbruck zeigt sich, dass das erratische Material bis zum mutmasslichen Niveau des Bühlgletschers (1400 m) häufiger ist als weiter oberhalb. Endlich fand F. v. Kerner

im untersten Stubaithale das erratische Material besonders häufig bis in 1600 m Höhe; ja er spricht direkt von Ufermoränen des Telfer Wald und Simpflwald in dieser Höhe. Sie würden dem Niveau nach zu unserm Bühlstadium gehören. (Vergl. das Glacialerratikum im Wippthalgebiete. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1894. S. 257.

Endmoränen des Bühlstadiums bei Weilheim.

Hoch über den Fernpass und den Seefelder Pass angeschwollen, konnte der Inngletscher auch während des Bühlstadiums in die nördlichen Kalkalpen eindringen. Er hat das Gebirge ganz durchmessen und seine Zunge ziemlich weit in das Alpenvorland erstreckt. Wir finden die zugehörigen Endmoränen in der Gegend von Weilheim oberhalb des Ammersees.

Aus der weiten Alluvialfläche im Süden dieses Sees erheben sich bei Raisting und Wielenbach (vergl. bayer. Positionsblatt 766 Raisting) zwei Schotterterrassen im Seethale; die bis 550 m Meereshöhe reichende schräge Schichtung ihres Materiales kennzeichnet sie als alte Ammerseedeltas, entstanden zu einer Zeit, da der um 16 m höher als heute stehende Ammersee bis Weilheim reichte. Das Delta von Raisting ist eine Aufschüttung der Rott, es setzt sich nicht weiter im Ammerseethale aufwärts fort; das von Wielenbach kann hingegen bis Weilheim verfolgt werden; hier finden sich in seiner Oberfläche zahlreiche kleine Gruben, und in seinem Schotter stellen sich in den Kiesgruben nördlich der Stadt sowie am Steilufer der Amper Moränenlagen ein; zugleich bemerkt man am weiter oberhalb gelegenen rechten Thalgehänge Moränenwälle, die sich rasch nordwärts senken (Positionsblatt 790 Weilheim). Ein Ausläufer der dem Delta aufsitzenden Schotter erstreckt sich ferner in dem bei Weilheim mündenden Thale des Anger Baches aufwärts; er entwickelt sich zwischen Deutenhausen und Marnbach (Positionsblatt 791 Eberfing) zu einer deutlichen Schotterterrasse, die südlich des genannten Dorfes, unfern des Hofes Gossenhofen, an einen typischen kuppigen Endmoränenwall anstösst. Oberhalb desselben weitet sich das Thälchen des Angerbaches nach der Art eines kleinen Zungenbeckens aus. Wir haben einen typischen Komplex von Schotterfläche, Endmoräne und Zungenbecken vor uns.

Schotter von Murnau.

Die Schotter des Angerbaches ziehen sich unter der β-Endmoräne nördlich von Eberfing hindurch und kommen namentlich an der Westseite des Beckens, von den Hangendmoränen diskordant abgeschnitten, zum Vorschein. Sie bilden den Kern des Geländes zwischen Eberfing und Murnau. Sie streichen an den Thälern unter dünner Moränenbedeckung aus. So am Ettinger Bache bei Etting und am Hungerbache zwischen Huglfing und Ober-Hausen. Sie bilden die langgedehnten, südnördlich gestreckten Hügel zwischen Staffelsee und Riegsee, welch' letzterer durch das in ihnen sich bewegende Grundwasser gespeist und entwässert wird. Dasselbe tritt dann im Ettinger und Hungerbache wieder in starken Quellen zu Tage und setzt nach kurzem Laufe so beträchtliche Kalktuffmengen ab, dass in den genannten Thälern dadurch kleine Seen aufgestaut werden (Jakobsee bei Polling und der See bei Ober-Hausen). Endlich treffen wir unsern Schotter, der sich allenthalben durch die ziemlich reichliche Führung (20—25 %) zentralalpinen Materiales auszeichnet, um Murnau wieder auf der Wasserscheide zwischen Murnauer Moos und Staffelsee. Auch hier wird er von den Hangendmoränen, die sich den Geländeformen wie ein dünner Schleier anschmiegen, diskordant abgeschnitten; aber am Bahnhofe Murnau führt er selbst nicht bloss glaciales Material, nämlich gekritzte Geschiebe, sondern enthält auch eine Einlagerung von Moränen. Er ist hier als echte fluvioglaciale Bildung mit glacialen verknüpft, während er sonst unter letzteren erodiert erscheint. Dies verschiedene Verhalten klärt uns die Entstehung der ganzen eigentümlichen Schotterlandschaft auf: es liegt eine fluvioglaciale Schotterfläche vor, über welche der Gletscher, vor dem sie angehäuft wurde, hinweggegangen ist; er hat sie zerfurcht, in einzelne Drumlin-ähnliche Hügel aufgelöst und dazwischen einzelne wannenförmige Vertiefungen wie den Riegsee herausgekolkt.

Letzteres wurde bereits 1882 dargelegt (V. D. A. S. 359; vergl. auch Heim und Penck: Aus dem Gebiete des alten Isargletschers und alten Linthgletschers. Zeitschr. d. D. geol. Ges. XXXVIII. 1886. S. 161). Unsere Geröllmassen wurden damals gleich dem fluviatilen Materiale der Innthalterrasse dem unteren Glacialschotter zugewiesen (V. D. A. S. 144). Diese Auffassung ist angesichts der nunmehr aufgefundenen Thatsache, dass sie schliesslich als breite Schotterfläche ohne Moränenbedeckung zu Tage gehen, nicht mehr haltbar. Auch zeigt unser Profil Fig. 40 S. 185, dass unsere Murnau-Weilheimer Schotter ein ganz anderes Niveau einnehmen als die Niederterrassenschotter, mit denen sie anfänglich zusammengefasst worden sind.

Kohlen von Gross-Weil und Thone von Schwaiganger.

Unsere Murnauer Schotter reichen bis an die Molassenrippe, welche das Murnauer Moos nach Norden begrenzt. Weiter südlich finden sich zwischen dem letzteren und dem Kochelsee ausgedehnte und ungemein mächtige Glacialbildungen, welche das Schieferkohlenflötz von Gross-Weil einschliessen. Von den in der Gegend herrschenden Moränen, die wir dem Bühlstadium zuweisen müssen, bedeckt, ferner von Moränen unterlagert, nimmt es denselben Platz in der Schichtfolge ein, wie die Terrassenschotter des Innthales, und dürfte daher gleichfalls in der Achenschwankung entstanden sein. Gleiches gilt wahrscheinlich auch von den Thonen des Isenberges bei Schwaiganger.

Letztere finden sich im Nordosteck des Murnauer Mooses (Positionsblatt 845 Eschenlohe), unweit der Stelle, wo letzteres von der Loisach verlassen wird. Sie werden bei Weichs in einer grossen Ziegelei ausgebeutet; im südlichen der Gräben, die sich vom Isenberge zur Loisach herabziehen, fanden wir in ihnen in 635 m Höhe zahlreiche Schalen von Patula rotundata Mllr., Hyalina nitens Mich., Helix arbustorum L., Helix unidentata Drap, deren Bestimmung ich Herrn Dr. Sturany danke. Es sind durchaus Formen, welche in Oberbayern und zwar im Gebirge vorkommen. In grösserer Höhe liegt dem Thone um Pömetsried Gerölle auf, das teils als Schotter ausgebeutet wird, teils zu Nagelfluh verkittet ist. In dieser Form streicht es weiter östlich auch um Schwaiganger in 650—660 m Höhe aus; sein Material besteht vornehmlich aus Kalk und Flysch; zentralalpine Rollsteine sind weit seltener, als im Murnauer Schotter. Bei Schwaiganger wird es von Moränen überlagert, welche sich wallförmig mit nordöstlicher Krümmung um das dortige Moos schlingen. Weitere Moränenwälle finden sich mehr westlich in tieferem Niveau. Der oberste (660 m) staut das Moos von Schwaiganger auf, der mittlere umschlingt das Ostenmoos, der untere durchzieht es wie ein Damm. Er besteht aus grobem Blockwerk; Kalk und Flysch walten darin vor, Zentralgesteine sind selten. Auffällig ist das reichliche Vorkommen von Blöcken einer Nagelfluh, die von der um Schwaiganger nicht zu unterscheiden ist; solche kommen auch in den dortigen Hangendmoränen vor. Wir finden also südlich von Murnau unter den das Becken umziehenden Moränenwällen eine ältere Nagelfluhbildung, die einem fossilführenden Thone auflagert.

Die Kohlen von Gross-Weil lagern in ähnlicher Weise am Eintritt der Loisach in das Becken des Kochelsees (Positionsblatt 817 Murnau). Sie werden westlich von Gross-Weil am Fusse des ganz aus Moränen bestehenden Höllersberges (710 m) ausgebeutet. Hier erstreckt sich eine bis 640 m ansteigende Schotterterrasse; an ihrem Südabfalle befindet sich der neue Bergbau; fast unmittelbar über dem Stollenausgang (625 m) streicht Grundmoräne aus. Die Kohlen selbst, ein 2—3 m mächtiges Flötz bildend, ruhen auf einem morschen, sandigen Gerölle; darunter folgt grauer Sand, in dessen auf der Halde umherliegendem Material ich 1900 ein gekritztes Geschiebe fand. Die früher von mir geschilderten Aufschlüsse befanden sich weiter östlich, gegen Gross-Weil hin. Hier wird die Kohle vom Schotter der Terrasse bedeckt; unter ihr liegt Thon. An Pflanzenresten sind Pinus sylvestris L., Meesa tristicha Funk und Hypnum purum L. gefunden (V. D. A. S. 143). Die Terrasse von 640 m fällt gegen eine 20 m tiefere ab, auf welcher das Dorf Gross-Weil steht. Sie ist ein Delta, gebaut in einem alten, 20 m höher als heute stehenden Kochelsee. Ausläufer dieser Terrasse ziehen sich über Gsteig und Grub an der Loisach aufwärts; wo letztere das Murnauer Moos verlässt, findet sich mitten in ihrem Thale bei Achrain ein prachtvolles, nordwestlich fallendes Delta; bis 630 m sich erhebend, erweist es die Existenz eines Sees mit dieser Spiegelhöhe.

Die Schieferkohlen von Gross-Weil sind nach ihrem ganzen Auftreten Seitenstücke zu den Thonen des Isenberges, in denen früher auch Kohlenspuren gefunden worden sind (Gümbel Geognostische Beschreibung des bayerischen Alpengebirges S. 804). Beide sind Beckenbildungen,

die Thone eine Sumpfbildung, die Kohlen eine alte Hochmoorbildung, die teils auf Moränen, teils auf einem alten Seegrund entstand. Auf ihre Ablagerung folgt die Aufschüttung von mächtigem Loisachgerölle, das uns nunmehr in der Nagelfluh von Schwaiganger vorliegt. Dann erst trat die letzte Vergletscherung der Gegend ein, die zu einer Wiederausräumung des Murnauer Beckens führte; es erscheint nach ihrem Schwinden als See. Das Fehlen der Murnauer Schotter in seinem Bereiche scheint darauf zu deuten, dass die Vergletscherung, bevor sie bis Weilheim einen allem Anschein nach kurzen Vorstoss machte, längere Zeit bei Murnau endete. Hier entstanden vor ihr die Murnauer Schotter, während die tiefer gelegenen von Schwaiganger bereits vom Eise bedeckt waren. Indem wir die Murnauer Schotter als fluvioglaciale Bildung des herannahenden Stadiums, die Nagelfluh von Schwaiganger als ältere Schotter der Achenschwankung deuten, können wir ihre petrographischen Verschiedenheiten ebenso erklären, wie ihr verschiedenes Verhalten zu den Moränen und ihre Niveauunterschiede. In den Schottern von Schwaiganger hätten wir ein Seitenstück zu den Schuttkegeln (K), in den Murnauer Schottern ein solches zu den Deltaschottern (D) des Innthales, und hier wie da würde sich das Maximum des Bühlstadiums als kurzer Vorstoss darstellen.

Grenzen des Bühlvorstosses in Oberbayern.

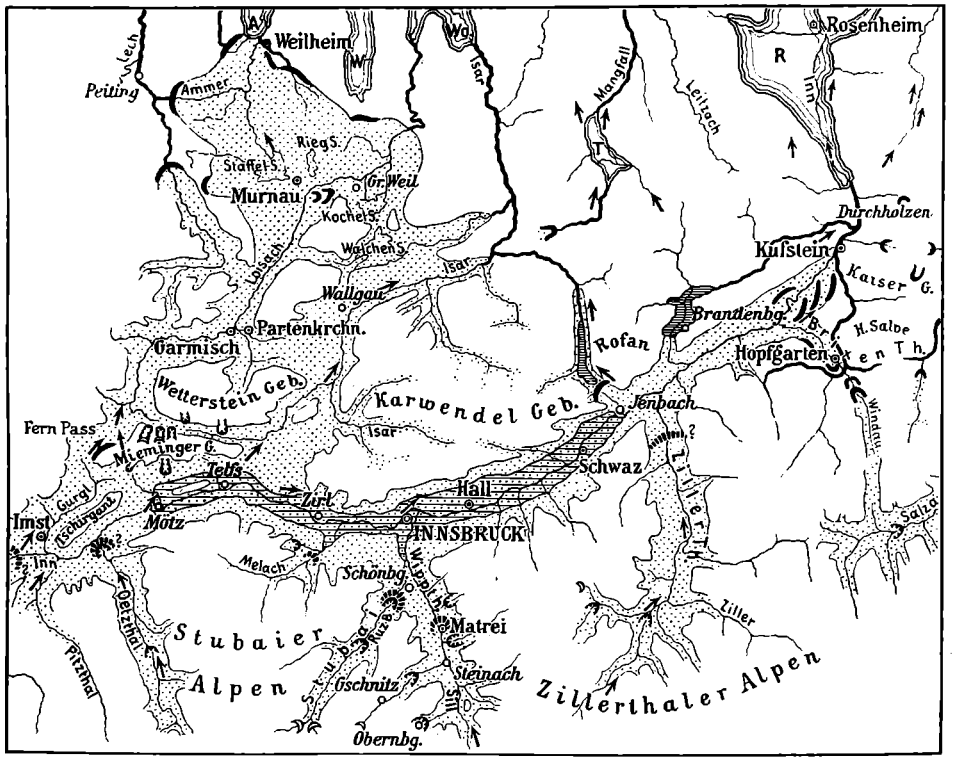
Die Grenzen, bis zu welchen sich der Bühlvorstoss auf dem Alpenvorlande erstreckt hat, haben wir nicht im einzelnen verfolgen können. Wir haben sie auf unsern Kärtchen Fig. 37 S. 177 und Fig. 60 S. 340 vornehmlich nach den neuen bayerischen Positionsblättern verzeichnet, deren ausgezeichnete Geländedarstellung gestattet, verschiedene Typen glacialer Oberflächenformen zu verfolgen.

Blatt Eberfing (791) zeigt im Norden in ausgezeichneter Weise die Drumlinformen, die wir S. 190 erwähnt haben, im Südwesten herrschen die weniger markanten Züge der zerfurchten Murnauer Schotter; unruhig kuppig tritt uns die Endmoräne nördlich Eberfing entgegen. Wir verfolgen sie in nordwestlicher Richtung bis ins Ammerthal bei Weilheim (Blatt 790); hier scheint es nicht zur Bildung eines Stirnwalles gekommen zu sein: Moränen und Schotter verzahnen sich in ebener Fläche. Auf der linken Seite des Ammerthales verraten unruhige Formen in der Umgebung des Lichtfilzes nördlich Unter-Peissenberg Endmoränen mit 600 m Höhe, die sich zum Ostabfalle des Hohen Peissenberges hinziehen. Südlich dieses Berges setzt dann am rechten Ammerufer bei Böbing abermals ein Endmoränenwall ein, welcher, bis 750 m ansteigend, das Quellgebiet der Eyach umrahmt (Blätter 789 Hohen Peissenberg, 815 Bayersoien). An ihm entspringt eine Schotterfläche, die sich zunächst zur Ammer zieht, diese bei Ramsau verlässt und sich herüber zum Lech bei Peiting unfern Schongau erstreckt. (Vergl. Fig. 37. S. 177.) Wir haben hier wieder Zungenbecken an der Eyach, Endmoränen und Schotterfläche, einem Gletscherstadium entsprechend. Die Schotterfläche reicht an der Ammer ein Stück weiter aufwärts. Bei Rottenbuch liegt ihr Kies in 10 m Mächtigkeit auf Moränen, während er sich am andern, rechten Ammerufer mit Moränen verknüpft. Weiter oberhalb an der Echelsbacher Brücke zeigt sich gleiches: Wir fanden dort 1881 über der Molasse Bänderthon und Moränen, darüber folgt sehr grober Schotter, unten schräge, oben horizontal geschichtet, selten gekritzte Geschiebe enthaltend. Es ist Bühlschotter, der sich mit den zugehörigen Moränen verknüpft und auf denen der Würm-Eiszeit auflagert. Er stösst an den S. 195 erwähnten Endmoränenwall von Bayersoien. Die weitere Fortsetzung der β-Endmoränen gegen Süden erblicken wir in den über 860 m ansteigenden Moränenwällen zwischen Kohlgrub und Saulgrub. Sie lassen auf eine Eishöhe von über 1000 m über dem Murnauer Moose schliessen. Darnach hätte die sich auf das Alpenvorland erstreckende Zunge der β-Vergletscherung ein Gefälle von beinahe 25 ‰ gehabt, während sie sich vom Fernpasse bis zum Alpenrande durchschnittlich um 17 ‰ senkte, genau so wie beim Maximum der Würm-Vergletscherung.

Nach Osten scheinen sich die Endmoränen von Eberfing zunächst etwa parallel zu der gegen Bichl führenden Strasse bis zum Aenger Berge am Würmseethale fortzusetzen. Hier treffen wir im Süden des Sees wieder auf eine weite Schotterfläche, die bei Seeshaupt mit Deltastruktur gegen den See abfällt, also in einen etwa 10 m höher stehenden Würmsee geschüttet ist. Ihre Oberfläche ist sehr unregelmässig; in sie sind die kleinen Seen südlich des Würmsees eingesenkt; dieselben sind wie die Gruben aufzufassen, die wir in den β-Schottern von Weilheim und im Innthale gefunden haben, und können nicht als echte Moränenseen gelten, als die sie von Ule (Würmsee S. 16) aufgefasst werden. Nehmen wir dazu, dass bereits bei Seeshaupt einzelne gekritzte Geschiebe im

Schotter vorkommen, so können wir nicht zweifeln, dass hier wieder eine fluvioglaciale Bildung vorliegt, die uns auf die Nähe von Endmoränen weist. Solche fanden wir weiter südlich bei Antdorf und Frauenrain. Sie umspannen das Becken des Kochelsees, das sohin gleich dem des Murnauer Mooses und des Staffelsees wie ein Zungenbecken des Bühlstadiums erscheint.

Wie zwischen hier und dem Achenthale die Grenzen dieses Stadiums waren, ist noch offen. Wir vermuten sie am unteren Thale der Jachenau, wo die Jachen in vielen Windungen durch Aufschütttungen in ihrem Thale dahinfliesst, sowie im Isarthale, in der Gegend von Fall, wo sich breite Schotterflächen entwickeln. (Vergl. bayer. Atlasblatt 91 Tölz W.) Dem Bühlstadium gehören ferner die Schotter an, die wir S. 174 aus dem Tegernseethal erwähnten. Oberhalb von ihnen treffen wir im Thale der grossen Weissach Moränenablagerungen, die am Achenpasse besonders



Seen in Zungenbecken der Würm-Vergletscherung: A Ammer-, W Würm-, Wo. Wolfrathshsn.-, T Tegern-, R Rosenheimer See. Grenzen Endmoränen, Stauseen und Abflussrinnen des Bühlstadium, Stausee im Innthal, Gletscherenden der Achenschwankung, Gletscherenden des Gschnitzstadium, Endmoränen des Daunstadium, Gletscherschliffe.

Fig. 60. Verbreitung des Bühlstadiums im Inngebiete.

mächtig sind. Sie gehören zu lokalen Gletschern, die von Gipfeln mit 1500—1700 m Höhe ausgingen und bis 900 m herabstiegen; dieselben setzen eine Höhe der Schneegrenze von 1300 bis 1400 m, 1000 m unter der heutigen, voraus.

Die 1882 erwähnten Schotter von Mittenwald (V. D. A. S. 165) gehören wahrscheinlich der Achenschwankung an. Dagegen ist die Nagelfluh von Wallgau, die ich 1882 als Breccie beschrieben hatte (V. D. A. S. 246), entschieden älter; gekritzte Fragmente von ihr kommen in den Moränen der Gegend vor; Moränen bilden auch ihr Liegendes (vergl. A. Penck, Über interglaciale Breccien der Alpen. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1885. S. 363).

Schneegrenze des Bühlstadiums.

Unsere Karte Fig. 60 zeigt uns die mutmassliche Ausdehnung des Eises während des Bühlstadiums. Es ist den Grenzen der Würm-Vergletscherung im Isargebiete auf

30—35 km nahe gekommen, im Innthale blieb es von den äussersten Jung-Endmoränen um mehr als 60 km entfernt. Dieser Unterschied ist so gross, dass wir uns gefragt haben, ob bei Weilheim die Endmoränen desselben Stadiums vorliegen, wie bei Kufstein. Ihre Zusammengehörigkeit wird jedoch durch ihr Auftreten an homologen Stellen erwiesen: sie sind die ersten Endmoränen, die wir innerhalb des Kranzes der Jung-Endmoränen treffen, und zwar finden sie sich jeweils oberhalb der noch bestehenden oder erloschenen Seen der Zungenbecken, in die die zugehörigen Schotter hineingeschüttet worden sind. Auch muss es von vorn herein als wahrscheinlich gelten, dass das Eis am Fusse des bayerischen Hochgebirges weiter reichte, als im Innthale: es endete dort in grösserer Meereshöhe als hier; es war ferner im Isargebiete jedenfalls von den Gletschern des Karwendel- und Wettersteingebirges kräftig gespeist, während es im Unter-Innthale aus den Kalkalpen keine grösseren Zuflüsse erhalten haben dürfte. Endlich wird sich auch zur Zeit des Bühlstadiums die Schneegrenze wie in der Gegenwart und während der Würm-Eiszeit von der Mitte des Gebirges nach dessen Saum hin gesenkt haben. Die Eismassen, welche die Kalkalpen querten, sanken daher viel langsamer unter die Schneegrenze ein, als der im Innthale gelegene Eisstrom. In welcher Höhe sich jene Grenze befunden hat, lässt sich für die grosse Vergletscherung des Inn- und Isargebietes nicht ohne weiteres sagen; die Dimensionen der letzteren lassen lediglich erkennen, dass sie nicht viel höher als die der Würm-Eiszeit gelegen haben kann. Einen besseren Anhalt gewähren die kleinen Gletscher des Kaisergebirges und des Tegernseer Gebirges, die wir kennen gelernt haben. Auch ihre Endmoränen sind die ersten, die wir innerhalb des Gürtels der Jung-Endmoränen begegnen; wir müssen auch sie dem Bühlstadium zuweisen, dessen Schneegrenze durch sie in den nördlichen Kalkalpen in einer Höhe von 1300—1600 m, rund 900—1000 m unter der heutigen, 200—300 m über der der Würm-Eiszeit festgelegt wird. Hiernach lag während des Bühlstadiums das Eis im Innthale mindestens von Imst an abwärts, sowie in den ganzen nördlichen Kalkalpen unter der Schneegrenze, wogegen es während der Würm-Eiszeit über dieselbe angeschwollen war. Damit steht das Vorkommen von Ufermoränen am Fernpass in 1700—1800 m Höhe in Einklang, sowie auch das Auftreten so mächtiger Moränenmassen in den Thälern des Gebirges. Liegen die Moränengebiete der Würm-Vergletscherung vor den Alpen, so liegen die des Bühlstadiums im Inngebiete in der grossen Längsthalflucht und in den Kalkalpen.

Schneegrenze während der Achenschwankung.

Die Achenschwankung, welche dem Bühlstadium vorausging, verlangt eine nicht unbedeutende Aufwärtsbewegung der Schneegrenze; denn während ihr sind die Gletscher erheblich zurückgegangen. Wenn sie sich im Innthale bis oberhalb Imst zurückgezogen haben, so sind sie hier seit dem Maximum der Würm-Eiszeit um mehr als 180 km zurückgegangen und dann wieder um 120 km vorgestossen; für das Isargebiet wären die entsprechenden Zahlen: Rückzug 120 km, Vorstoss beinahe 90 km. Aber die Art und Weise, wie sich dieser Vorstoss im Innthale entwickelte, lehrt uns, dass er bedeutender erscheint, als er wirklich ist: Wir verfolgten, wie der Inngletscher durch das Zusammenschweissen von Oberinnthaler, Oetzthaler, Wippthaler und Zillerthaler Eis entstand. Sein Vorstoss ist die Häufungswirkung viel geringerer Vorstösse seiner Hauptzuflüsse, die wir auf 40—50 km veranschlagen können. In ähnlicher Weise erscheint der Bühlvorstoss bis in die Gegend von Weilheim als eine Summation von einem viel kleineren Vorstosse Innthaler Eismassen und einem solchen der Gletscher vom

Wetterstein- und Karwendelgebirge. Immerhin sind im Wippthale während der Achenschwankung die Gletscher bis nahe an die Stellen zurückgegangen, an welchen wir ihre Enden später im Gschnitzstadium wieder begegnen werden. Während desselben lag die Schneegrenze 600 m tiefer als heute; während der Achenschwankung dürfte sie eine um etwa 100 m geringere Höhe gehabt haben. So sehen wir denn nach dem Maximum der Würm-Eiszeit die Schneegrenze sich zunächst um mindestens 500 m heben, und dann wieder um 200—300 m senken.

Dauer der Achenschwankung. Denudationsmeter.

Diese grosse Schwankung setzt eine ziemlich lange Zeitdauer voraus, die auch durch die zugehörigen Ablagerungen erheischt wird. Wir sehen während einer Phase einen grossen Stausee im Innthale, welcher halb zugeschüttet wird. Wir können das Volumen der in ihm abgelagerten Schotter-, Sand- und Thonmassen auf 20—30 cbkm veranschlagen. Von einem Gebiete von wenig über 7000 qkm herbeigeführt, bedeuten sie eine Abtragung desselben um 3—4 m. Welche Zeit dazu nötig war, lässt sich allerdings nicht mit Sicherheit sagen, da wir nicht wissen, wie rasch die Gletscher das Land erniedrigten. Wir können nur nach der Analogie mit gegenwärtigen Vorgängen sagen, dass zu der Abtragung von 1 m mindestens Jahrtausende nötig sind.[1]) Wir wollen hier nicht unternehmen, zu schätzen wie viele, und als Zeiteinheit die uns nicht näher bekannte und von Ort zu Ort gewiss variable Zeit nehmen, die nötig ist, um die Denudation eines Meters zu bewirken. Wir wollen sie Denudationsmeter nennen. Die Dauer des Innthaler Stausees ist darnach zu 3—4 Denudationsmetern zu veranschlagen. Nun war er nur in einer gewissen Phase der grossen Achenschwankung vorhanden, als der Zillergletscher das Innthal blockierte. Vorher wurden die Schuttkegel aufgeschüttet; aber es blieb nicht alles herbeigeführte Material in ihnen liegen, vieles wanderte aus dem Gebirge hinaus. Wir können uns die Dauer dieser Zeit nicht einmal nach Denudationsmetern vorstellen und uns bei ihrer Schätzung nur von der Erwägung leiten lassen, dass die eisfreie Zeit des Innthales, als die zurückgegangenen Gletscher sich stationär verhielten, kaum kürzer gewesen sein dürfte, als die Zeit ihres neuerlichen Kommens; es ist die Gesamtdauer der Achenschwankung voraussichtlich ein Multiplum von 3—4 Denudationsmetern, also nach den gegenwärtigen Verhältnissen der Hochgebirgsdenudation zu urteilen, nach einigen Zehntausenden von Jahren zu schätzen.

Damit steht im Einklange, dass sich während unserer Schwankung die Vegetation bereits ins Gebirge gewagt hat. Wir treffen ihre Reste nicht bloss an dessen Fuss bei Gross-Weil in Gestalt eines Kohlenflötzes von 2—3 m Mächtigkeit, dessen Ablagerung sicher auch längere Zeit erheischte, sondern auch im Brixenthale bei Hopfgarten und zu Ampass bei Innsbruck. Die botanische Untersuchung dieser Kohlen wird voraussichtlich weiteres Licht auf die klimatischen Verhältnisse der Achenschwankung werfen; heute lässt sich nur sagen, dass die beiden in ihnen nachgewiesenen Nadelhölzer, Kiefer und Fichte, mit der mutmasslichen Schneegrenze — 2000 m bei Innsbruck, 1700 m bei Gross-Weil — in Einklang stehen. Die Kohlen liegen an beiden Orten mehr als 1200 bez. 1000 m unter der angenommenen Schneegrenze. In einem solchen Abstande unter ihr findet sich auch heute Wald.

1) Gegenwärtig wird 1 m im Mittel in 12400 Jahren, im Hochgebirge in 3000—4000 Jahren abgetragen. Vergl. Penck, Morphologie der Erdoberfläche. I. S. 381 - 383.

Eine Schätzung des Volumens der Innthalterrasse hat A. Böhm vorgenommen (Die alten Gletscher der Enns und Steyr S. 135). Er nimmt im Sinne meiner früheren Ausführungen an, dass die Terrasse einst im ganzen Innthale verbreitet gewesen sei. Das ist nach obigen Beobachtungen nicht mehr haltbar. Damit ist dem Ergebnis der Schätzung Böhms (150 cbkm!) und den daran geknüpften Folgerungen der Boden entzogen.

Gschnitzstadium im Wippthale.

Auf der grossen, moränenbedeckten Innthalterrasse und ihren Ausläufern sitzen an mehreren Stellen Schuttkegel auf, die an die Endmoränen eines weiteren Gletscherstadiums gelehnt sind. Wir begegnen ihnen vor allem auf dem Stücke der Terrasse, das sich ins Wippthal hineinzieht. Der eine erstreckt sich vor dem Ausgange des kleinen Thälchens südlich von Patsch (beim Abdecker). Auf dem zweiten liegt das Dorf St. Peter (1072 m). Blaas erwähnt beide, lässt aber offen, ob sie nicht zu den Terrassenschottern gehören, denen er sie auf seiner Karte zuweist (Erläuterungen S. 18 u. 19). Dies ist nach ihrer Lage ausgeschlossen; sie sitzen auf der Höhe der Terrasse auf; auch weicht ihr Material von dem üblichen der letzteren ab. Sie bestehen aus lehmigem Schutt; eckige Trümmer darin unterscheiden sie von den Terrassenschottern, die lockere Beschaffenheit des Ganzen von den Moränen. Rudimente eines dritten, stark zerschnittenen Kegels liegen vor der Mündung des vom Falkasaner Bache durchflossenen Arzthales. Er setzt sich nicht darein fort; wir finden in der Thalmündung eine deutliche Stirnmoräne mit 1250 m Höhe; oberhalb derselben erstreckt sich ein kleines Zungenbecken, das links von einer Ufermoräne flankiert wird. Wir sehen hier eine deutliche Verknüpfung unseres Schuttkegels mit Endmoränen eines kleinen Gletschers, der sich an das Rosenjoch (2798 m) lehnte und eine Schneegrenze von 2100 m Höhe, 600 m unter der heutigen voraussetzt, welch letztere in der Gegend sehr tief liegt, lehnt sich doch an die Nordseite des Rosenjoches (2798 m) ein kleines Schneefeld. Oberhalb Matrei endlich baut sich in das Wippthal der mächtige Schuttkegel des Navisthales hinein. Auch er erstreckt sich nicht an dem Bache aufwärts, der ihn aufgeschüttet hat, und wird durch eine deutliche Stirnmoräne abgeschnitten, die sich bei St. Kathrein quer über die Mündung des Navisthales legt. Beim Durchschneiden dieses Walles hat der Bach sein altes Bett nicht wieder getroffen, und durchbricht zwischen den Kirchen St. Kathrein (1096 m) und Tienzens (1138 m) den Fels. Der alte Navisgletscher, dessen Moränen uns hier vorliegen, war länger als der benachbarte Arzthalgletscher. Seine Umrahmung steigt in der Umgebung der Geierspitze höher an (bis 2892 m), seine Zunge reichte gleichzeitig tiefer herab; er setzt daher dieselbe Höhe der Schneegrenze voraus. Wir haben es mit einem Stadium zu thun, während dessen das Wippthal eisfrei war und von den Gletschern seiner Seitenthäler gerade noch erreicht, nicht aber betreten wurde. Die Spuren eines solchen Gletscherstandes sind von Fritz von Kerner[1]) bereits aus den oberen Verzweigungen des Wippthales näher beschrieben worden, nachdem Supan[2]) solche schon früher erwähnt hatte. Eine kleine Endmoräne findet sich im Obernberger Thale bei Obernberg; eine ungemein stattliche, von F. v. Kerner im Massstabe 1 : 6000 kartierte liegt im Gschnitzthale dicht oberhalb Trins in 1200 m Höhe. Das durch sie angezeigte Gletscherstadium wollen wir Gschnitzstadium (γ) nennen. Ihm gehören auch der alte Arzbach- und Navisgletscher an;

1) Die letzte Vergletscherung der Centralalpen im Norden des Brenner. Mitt. k. k. geogr. Ges. Wien 1890. S. 307.

2) Studien über die Thalbildungen im östlichen Graubünden. Mitt. k. k. geogr. Ges. Wien 1875. S. 293. 317.

wenn auch der Gschnitzgletscher eine höhere Lage der Schneegrenze (2300 m) voraussetzt, als sie, so befindet sich auch die heutige Schneegrenze im Gschnitzthale höher als die in der Umgebung des Arz- und Navisthales. Alle Gipfel von weniger als 2900 m Höhe sind hier schneefrei; selbst die beiden Wetterspitzen (3064 und 3072 m) sind es. Der Abstand der alten Schneegrenze von der heutigen ist hier wie da 600 m.

Den Spuren eines grossen Thalgletschers begegnen wir auch im Stubaithale. Seine untere Partie erweitert sich bei Vulpmes wie ein Zungenbecken und wird förmlich abgedämmt von den mächtigen Moränen von Telfes und Mieders, unter welchen die letzten Ausläufer der Wippthal-Terrassenschotter enden. Ein deutlicher Stirnwall tritt allerdings hier nicht entgegen; man glaubt der Form nach eher Schuttkegel vor sich zu haben, als welche auch Blaas auf seiner Karte der Umgebung von Innsbruck die Ablagerungen bezeichnet; aber der tiefe Einschnitt des vielfach gewundenen Ruzbaches schneidet Moränen an, und solche erheben sich auch in einzelnen kleinen kuppigen Hügeln über die Kegelflächen, so an mehreren Stellen in und um Mieders, z. B. am Kalvarienberge sowie südwestlich vom Orte. An die letzteren Hügel schliesst sich zwischen den Mündungen des Mühl- und Giessbaches ein deutlicher Endmoränenwall an. Es sitzt das Ende des Gschnitzstadiums nahezu dem Gletscherende der Achenschwankung auf. Der also festgelegte recht stattliche Stubaigletscher setzt eine Höhe der Schneegrenze von 2200 m, 600 m unter der heutigen voraus, die im Stubaithale im Durchschnitte in 2800 m Höhe zu suchen ist (vergl. Richter, Gletscher der Ostalpen. S. 193).

7 Kilometer oberhalb der Endmoränen von Telfes-Mieders finden sich bei Neustift Anzeichen eines weiteren Gletscherhaltes. Beiderseits des Thales ziehen sich zwei deutliche Ufermoränen entlang, die bei Neustift 100 m über Thal liegen und bei Neder (964 m) enden. Der zu ihnen gehörige Gletscher setzt eine nur wenig höhere Lage der Schneegrenze voraus, wie der bis Mieders reichende Eisstrom.

Die Zusammengehörigkeit der hier geschilderten Endmoränen des Wippthalgebietes hat bereits F. v. Kerner angenommen. (Das Glacialerratikum. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1894. S. 257, Tabelle.) Er verwies die Moränen von Tienzens in die vierte, die des Gschnitzthales in die fünfte, die des äusseren Stubaithales in die vierte und fünfte Phase der „Rückzugsperiode der letzten Vergletscherung im Wippthalgebiete". Die fünfte bezeichnet er als erneuten Vorstoss und Stationärbleiben der Thalgletscher. Sie entspricht unserm Gschnitzstadium. Die vierte hingegen charakterisiert er durch den Zerfall der Gletschermasse in einzelne Thalgletscher; sie entspricht dem Schwinden des Bühlstadiums. Letzterer Phase gehören möglicherweise die Thone, welche bei Matrei den Sockel des grossen Naviser Schuttkegels bilden, sowie die Deltaschotter an, die wir in 1135 m Höhe unweit des Kirchlein St. Ursula bei Steinach finden. Beide Ablagerungen weisen auf einen See, welcher einst das obere Wippthal erfüllt hat. Ein solcher konnte sich nur infolge einer Absperrung des Thales durch Gletscher bilden. Das obere Wippthal dürfte infolge seiner niedrigeren Umrahmung bereits eisfrei geworden sein, als die untere Partie des Thales noch vom Stubaier Gletscher blockiert war. Es könnte aber auch der Inngletscher das ganze Wippthal verschlossen haben. Mit letzterer Annahme würde harmonieren, dass sich an die Endmoränen an der Mündung des Navisthales bei St. Kathrein Deltaschotter anlehnen, und dass auch die Moränenkuppe südwestlich Mieders im unteren Stubaithale eine ausgezeichnete Deltaschichtung aufweist. Falls diese Auffassung zutrifft, müssten die Moränen von Tienzens und Mieders älter sein, als das Gschnitzstadium — so wie es v. Kerner annimmt —, da das Innthal bei Innsbruck, wie wir sahen während des letzteren Stadiums bereits gänzlich eisfrei geworden war. Doch dürfen wir nicht ausser Acht lassen, dass sich an den Enden von Gletschern an zahlreichen Stellen lokale Stauseen bilden und dass die mit Endmoränen verknüpften Deltaschotter daher rein lokaler Entstehung sein können. Wir legen deshalb bei Altersbestimmung der Moränen von Tienzens und Mieders auf die dortigen Deltaablagerungen weniger Gewicht, als auf die Thatsache, dass sie eine gleich tiefe Depression der Schneegrenze voraussetzen, wie das Gschnitzstadium, und weisen sie letzterem zu. Die mächtigen Schotter um Steinach deuten wir gleich denen des Naviser Schuttkegels als fluvioglaciale Bildungen des Gschnitzstadiums, die gleich jenem Kegel wiederholte Terrassierungen erfahren haben.

Linke Ufermoräne des Schoasgletschers mit aufgesetztem Schuttkegel.
Der schmale Schuttkegel beginnt im oberen Eck links und zieht sich in die Mitte des Bildes, hier und weiter gegen rechts unten längs des Wasserrisses Moränen.
(Nach einer Photographie von A. E. Forster in Wien.)

Gschnitzstadium in der Mieminger Kette.

Dem zwischen Nassereit und Telfs gelegenen Stücke der Innthalterrasse ist nördlich Obermieming ein grosser Schuttkegel aufgesetzt, welcher von 900 m Höhe allmählich auf 1000 m ansteigt (vergl. Spez.-Karte 16. IV. Zirl.) Ihm sitzt am Hochbühleck eine bis auf 1100 m sich erhebende deutliche Endmoräne auf, die sich vor die Mündung des aus der Mieminger Kette kommenden Stettlbaches legt. Zwei scharf ausgeprägte Ufermoränen, die linke mit aufgesetztem Schuttkegel — vgl. unser gegenüberstehendes Vollbild —, begleiten die untere Partie von dessen Thal: wir haben das Ende eines Gletschers der Mieminger Kette vor uns, das aus den beiden an den Schoaskogel (2702 m) gelehnten Schoaskaren ausging und längere Zeit bis 1100 m Höhe herabreichte. Eine Höhe der Schneegrenze von 2100 m, also von 600 m unter der heutigen voraussetzend, ist er ein typisches Beispiel für das Gschnitzstadium. Bezeichnet das Hochbühleck die stationäre Lage dieses Schoasgletschers, so erschliesst das Steilufer des Stettlbaches gegenüber der Einmündung des Judenbaches den Beweis eines kleinen zum Gschnitzstadium gehörigen Vorstosses: es liegt hier auf dem Materiale unseres grossen Schuttkegels eine dünne Moränendecke auf, die bis 960 m herabreicht. Sie zeigt an, dass unser Schoasgletscher zeitweilig wenigstens 1,5 km über die stationäre Grenze des Gschnitzstadiums hinaus und 140 m herunter gegangen ist, was auf eine nicht unbeträchtliche Abwärtsbewegung der Schneegrenze von etwa 50—70 m weisen dürfte.

Weitere Spuren des Gschnitzstadiums treffen wir westlich von der Schoas in der Hölle. Hier lag im oberen Thale des Sturlbaches ein Gletscher, welcher bis unter die Galthütte (1553 m) herabreichte. Letztere befindet sich neben seiner wohlerhaltenen linken Ufermoräne, die ausschliesslich aus dem Materiale des Thales besteht. Erst weiter abwärts stellen sich zentralalpine Geschiebe ein (vergl. S. 261). Vor allem aber ist unser Stadium auf der Nordseite der Mieminger Kette entwickelt. Hier lag ein Gletscher auf der Nordseite des Grünsteins (2667 m) zwischen Sonnspitz (2414 m) und Tajakopf (2461 m) und erfüllte die beiden Kare der Seebenalm. Sein Zungenbecken ist der malerische Seebensee. Ein weiterer Gletscher erstreckte sich im Prandlkar und zog sich bis an den Rand des Steilabfalles gegen Ehrwald. Wir haben seine Moränenwälle nach einer flüchtigen Begehung auf unserem Kärtchen Fig. 61 darzustellen versucht. Ein dritter Gletscher hing aus dem Igelskar herab; seine mächtigen Endmoränen umspannen den kleinen Negelsee. Auch aus dem Schwarzbachkare kam ein Gletscher bis ins Gaisthal hinunter. Ferner wurde dasselbe von Norden her durch einen Gletscher erreicht, der sich an den steilen Abfall des Wettersteingebirges östlich der Wetterspitze (2689 m) lehnte und sich über die heutige Feldernalm herab erstreckte, wo er mächtige Endmoränen hinterliess. Bis 2,5 km oberhalb der Tillfussalm liegen Moränen des Gschnitzstadiums unten im Gaisthale; dann werden sie am Thalboden durch Schotter abgelöst, während sich auf der nördlichen Thalflanke die Grundmoränen des Bühlstadium erstrecken. Darüber legen sich nördlich der Hämmermoosalpe die blockigen Endmoränen eines kleinen im Salzthale vom östlichen Wettersteingebirge herabgekommenen γ-Gletschers.

Alle diese Gletscher reichen nicht so tief herab, wie der Schoasgletscher am Hochbühleck; aber während dieser nur eine schmale Zunge hatte, besassen sie allesamt eine ziemlich breite, und setzen auf der Nordseite der Mieminger Kette eine Höhe der Schneegrenze von höchstens 2000 m, auf der Südseite des Wettersteingebirges von wenig mehr voraus. Diese Grenze lässt sich im Gaisthale mit grösserer Schärfe als sonst bestimmen. Ein kleiner Gletscher hat sich an die Nordseite des Hobelehenkopfes

(Haberlenz 2205 m der Or.-Aufn.) gelehnt und hat sich beinahe bis zum Steinernen Hüttl (1850 m) herabgesenkt. Zwei Endmoränenwälle, durch dichte Alpenrosenbestände sich von der angrenzenden Almfläche deutlich abhebend, umspannen das Zungengebiet dieses Miniaturgletschers und gestatten, die Schneegrenze an einer isolierten Erhebung zu rund 2000 m festzustellen. Das ist 600 m unter der heutigen Schneegrenze, die am benachbarten Schneeferner an der Zugspitze 2630 m hoch liegt.

Daunstadium.

Innerhalb der Endmoränen des Gschnitzstadiums treffen wir auf der Nordseite der Mieminger Kette im Bereiche des Prandlkargletschers zahlreiche weitere Moränenwälle. Sie gehören einem Gletscher an, der sich im wesentlichen auf das Kar beschränkte;

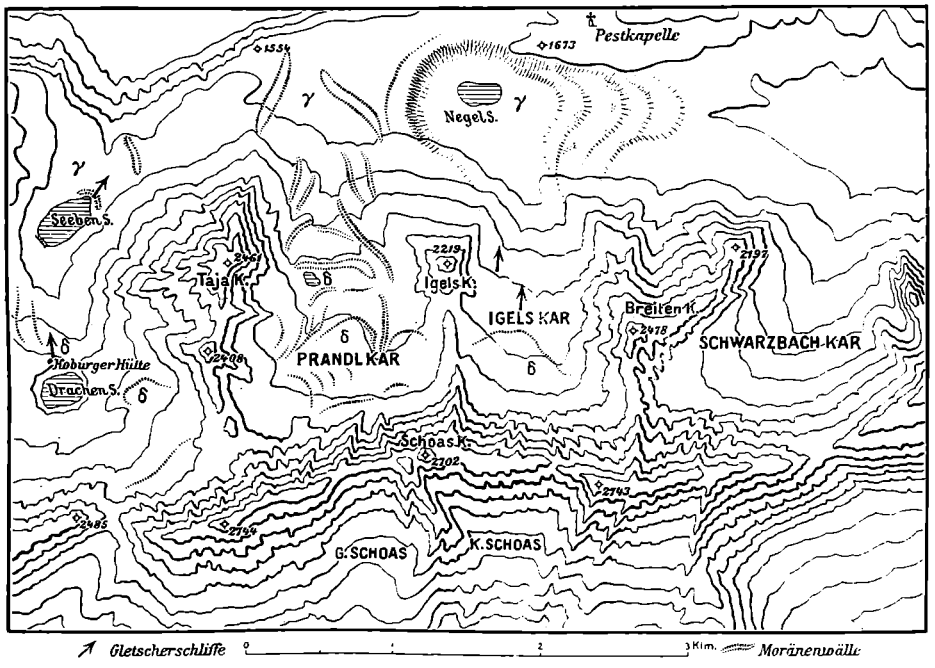


Fig. 61. Kare auf der Nordseite der Mieminger Kette.

anfänglich hing er noch mit einer schmalen Zunge über den Karrand herunter; schliesslich aber ging er nicht mehr über den Karboden heraus, an dessen Saum er in 1900 m einen mächtigen Endmoränenwall aufwarf. Hinter demselben liegt eine kleine Wasseransammlung, teilweise in den Felsen eingesenkt. Dieser Gletscher setzt eine wesentlich höhere Lage der Schneegrenze voraus, wie sein bis 1550 m herabreichender Vorgänger, nämlich in 2300—2400 m Höhe. Das gleiche Stadium tritt uns auch am westlich benachbarten Drachensee entgegen. Begrenzt durch einen Kalkriegel, der bei der Koburger Hütte Gletscherschliffe trägt, besitzt er die Lage eines kleinen Zungenbeckens, das sich in einen Karsttrichter verwandelt hat. Zwei kleine Moränenwälle ziehen sich über den Riegel bis in die Nähe des Seebensees herab, und zeigen an, dass eine schmale Eiszunge aus dem Drachenseekare heraushing. Der dort befindlich gewesene Gletscher verlangt wieder eine Höhe der Schneegrenze von 2300—2400 m, 300—400 m unter

der heutigen. Gleiches gilt von einem Miniaturgletscher, dessen Bett sich in der oberen Feldernalp am Fusse der Südwände des Wettersteingebirges als eine Lücke in den Schutthalden zwischen Wetterspitz (2689 m) und Sonnenspitz (2457 m) zu erkennen giebt. Seine kleinen, durch gekritzte Geschiebe gekennzeichneten Endmoränen liegen in über 2000 m Höhe hart am Fusssteige von Ehrwald zum Gatterl.

Ein entsprechendes Gletscherstadium treffen wir im Stubaithale. Nachdem wir die Endmoränen von Mieders-Telfes passiert haben, begegnen wir erst wieder oberhalb Ranalt einem typischen Stirnmoränenwall. Er liegt an der Mündung des Langenthales in 1600 m Höhe, nur 4 km vom Ende des heutigen Grüblgletschers entfernt, aber 800 m tiefer, und von ihm getrennt durch die grossartige, in Fig. 50 abgebildete Rundhöckerlandschaft bei der Nürnberger Hütte. An der linken Thalflanke gehört zu ihm die Ufermoräne, die sich nördlich der Nürnberger Hütte bis in ungefähr 2200 m Höhe zieht. Wir erhalten dadurch die bestimmt ausgesprochene Umrahmung eines Gletscherstadiums, dessen Schneegrenze in über 2200 m Höhe gelegen gewesen sein muss. Nach seiner mutmasslichen Oberflächenentwicklung bestimmen wir sie zu rund 2500 m, also um 300—400 m unter der heutigen. Auch längs des Rutzbaches finden sich Anzeichen dieses Stadiums in den Moränen bei der Grabaalm (1533 m) und mutmasslich den Schutthügeln oberhalb Ranalt. Wir wollen es nach den vielfach im obersten Stubaithale wiederkehrenden Bergnamen: Daunkopf, Daunkogl und Daunbühl Daunstadium (δ) nennen.

Dieses Stadium dürfte auch im Gschnitzthale entwickelt gewesen sein. Oberhalb des grossen Trogschlusses bei der Lapones Alp (1487 m) zieht sich in 2400 m Höhe über die Simminger Alp eine deutliche Ufermoräne; sie gehört offenbar zu einem Gletscher, welcher sich auf den Höhen oberhalb des Trogschlusses erstreckte und den Riedel östlich der Bremerhütte in grossartiger Weise abgeschliffen hat. Er verlangt eine Schneegrenze von etwa 2500 m Höhe, 300—400 m unter der heutigen. Gleiches gilt von einem Gletscher, dessen Endmoräne mein Kollege F. Becke — nach freundlichen mündlichen Mitteilungen — östlich vom Wippthale im Valser Thale bei der Kaseralm (1475 m), 3,5 km von der Zunge des Alpeiner Gletschers, aber 750 m tiefer aufgefunden hat.

Weitere Verbreitung des Gschnitz- und Daunstadiums.

Mannigfache Anzeichen sprechen dafür, dass die beiden Gletscherstadien, die wir im Wippthale und in der Mieminger Kette ausscheiden konnten, von weiter Verbreitung im Inngletschergebiete gewesen sind. Aber unsere einschlägigen Beobachtungen reichen nicht hin, sie allenthalben mit gleicher Bestimmtheit auszuscheiden, wie in den beiden geschilderten typischen Gebieten. Wir beschränken uns daher auf eine Mitteilung der einschlägigen Daten für die einzelnen Thalgebiete.

Im Zillerthale aufwärts wandernd, haben wir bis Mairhofen (630 m) keine Anzeichen eines längeren Gletscherhaltes gefunden. Erst oberhalb der Stelle, wo unfern Finkenberg der breite Thalboden beginnt, liegt, wie mir Prof. Becke und Dr. E. Forster mitteilten, am Ausgange der Dornaubergklamm, dicht oberhalb der Mündung des Tuxer Baches in den Zemmgrund eine kleine Endmoräne in 700 m Höhe. Prof. Becke bemerkte darin Geschiebe von Garbenschiefern aus dem oberen Zemmgrunde. Im Tuxer Thale fand Prof. Becke an der Mündung des Hobarthales bei Vorder-Lanersbach (1250 m) eine mächtige Moräne mit Gesteinen des Hintertuxer Thales. Im ersteren Falle haben wir auf einen tief herabreichenden Thalgletscher von über 25 km Länge, im letzteren auf einen weit höher endenden, kaum halb so langen zu folgern. Gleichwohl halte ich für möglich, dass in beiden Fällen Endmoränen des Gschnitzstadiums vorliegen, da sich die zugehörigen mutmasslichen Schneegrenzen übereinstimmend zu 2200—2300 m, 500—600 m unter der heutigen, ergeben.

Oberhalb der Finkenberger Endmoräne sah ich mehrfach zwischen Dornauberg und Breitlahner Ansätze von kleinen Endmoränen; typische Ufermoränen beobachtete ich ferner an der linken Flanke des obersten Zemmthales unter dem Schönbichler Grate. Sie senken sich rasch von 2300 auf 2100 m Höhe herab, und lassen auf einen unterhalb des Breitlahner endenden Gletscher schliessen, dessen Schneegrenze sich zu etwa 2500 m berechnet, 300 m unter der heutigen.

Er würde dem Daunstadium entsprechen. Den Hinweis auf weitere Anzeichen dieses Stadiums im Gebiete des Tuxer Thales danke ich gleichfalls Prof. Becke. Er fand End- und Ufermoränen an der Elsalp (1873 m) unterhalb der beiden Elskare, die sich zwischen der Langen Wand (2948 m) und dem Grünberge (2867 m) erstrecken. Ferner beobachtete er an der Doselbodener Alm (1713 m) eine kleine Mittelmoräne; endlich bemerkte er, dass der Thorsee (2100 m) unter der Thorspitze (2659 m) von Endmoränen umzogen wird. Alle diese Gletscherenden setzen eine Schneegrenze von 2400 m, 300—400 m unter der heutigen, voraus. Dagegen dürfte die mächtige Blockablagerung, welche, wie mir Prof. Becke mitteilt, das Kreuzjoch (2175 m) zwischen Els- und Doselbodenalm bildet, als Mittelmoräne zwischen zwei älteren Gletschern (des Gschnitzstadiums?) entstanden sein.

An der Mündung des Ötzthales begegnen wir einer mächtigen Trümmerablagerung, welche wie die Stirnmoräne eines alten Ötzthalgletschers verläuft und kürzlich von Wahnschaffe (Die eiszeitliche Endmoräne am Eingange des Ötzthales. Naturw. Wochenschrift. N. F. I. 1902. S. 140) als solche gedeutet worden ist, nachdem sie früher von Pichler als linke Seitenmoräne des Inngletschers (Beiträge zur Geognosie Tirols Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt XIII. 1863. S. 593) und von E. v. Mojsisovics (Die Kalkalpen des Ober-Innthals zwischen Silz und Landeck. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1871 S. 236) kurzhin als Moräne angesprochen worden ist. Dieser Trümmerwall ist aber nicht bloss, wie Wahnschaffe angiebt, überstreut mit dem Schutte eines Bergsturzes, der sich vom nördlich gelegenen Tschirgant losgelöst hat, sondern wenigstens links der Ötzthaler Ache im Sautenser Forchet fast in seiner ganzen, beinahe 100 m betragenden Höhe aus solchem Schutte zusammengesetzt, der hier bis zum Inn herabreicht. Dieses bereits wiederholt, schon 1853 von Schill richtig erkannte Bergsturztrümmerwerk (Über den Ötzthaler Ferner. Neues Jahrb. für Min. und Geol. 1853. S. 786) ist so ausgedehnt, dass man früher hier anstehenden Kalk angenommen hat (Stotter, Die Ötzthaler Masse. Zeitschr. d. Ferdinandeums. 3. F. VIII. 1859. S. 40); ich schätze sein Volumen auf etwa ¼ cbkm; ihm entspricht am Tschirgant im Sammelgebiete der breiten Murre eine Ausbruchnische von 1000 m Länge und Höhe sowie etwa 200 m Tiefe.

Im Liegenden dieses Bergsturzschuttes treffen wir rechts der Ötzthaler Ache im Forchet Moränen, wie zuerst von Blaas festgestellt worden ist (Notizen S. 31). Sie werden namentlich durch den Inn angeschnitten. Hier finden sich unterhalb der Mündung der Ötzthaler Ache graue Schotter, schlammige Innthaler Grundmoränen, kalkige Moränen und ein ungemein grobes, zentralalpines Geröll mit dem Bergsturzschutte in unregelmässiger Verknüpfung. Bis 720 m ansteigend, kann die durch den Inn angeschnittene Moränenablagerung weder nach Lage noch nach Zusammensetzung als eine alte Ötzthalmoräne gelten. Der Schotter, dessen Innthaler Ursprung durch Gerölle von Juliergranit sicher steht, setzt sich an der Ötzthaler Ache bis gegenüber Braunau fort, erhebt sich aber auch hier nicht über 720 m.

Weitere Auflagerungen des Bergsturzschuttes auf Moränenmaterial berichten Wahnschaffe und Frech (Über Muren. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alp.-Ver. XXIX. 1898. S. 1). Wahnschaffe deutet das zentralalpine Blockwerk, welches südlich der Eisenbahnstation Ötzthal mehrfach auch als Liegendes der Tschirganttrümmer erschlossen ist, als Endmoränenmaterial eines Ötzthalgletschers. Ich erhielt 1891 den Eindruck, als ob hier das grobe Material eines Schuttkegels der Ötz vorläge, der in das Innthal hineingebaut sei. Frech berichtet ferner, dass links der Ötz der Kalkschutt bei Sautens unmittelbar auf alten Moränen auflagert, die er in einem Kärtchen verzeichnet. Ich sah nördlich Sautens den Kalkschutt in Verknüpfung mit Kalkmoränen, die offenbar mit ihm abgestürzt sind; Ötzthaler Moränen sind mir auch hier nicht bekannt geworden; an mehreren Stellen, wo Frech Moränen angiebt (nordwest Ebene bei Ambach, sowie am gegenüberliegenden Ufer der Ötz) sah ich lediglich die äussersten Vorposten der Tschirganttrümmer, die sich hier 6,5 km weit von ihrer Ursprungsstätte entfernt haben. Andererseits sind die Moränen am Inn von Frech nicht von dem Bergsturzmateriale getrennt worden. Jüngst endlich hat O. Ampferer (Grundzüge der Geologie die Mieminger Kette (Verh. k. k. geol. Reichsanstalt 1902. S. 170) auch über den Bergsturztrümmern links des Inns am Fusse der Weissen Wand Moränen beobachtet.

Mit den berichteten Beobachtungen harmoniert am besten die Ansicht von Blaas (Führer S. 436), dass der Bergsturz sich während des Rückzuges der Vergletscherung ereignete. Möglicherweise liegen die Dinge hier ebenso wie beim Bergsturze von Flims (II. Buch, Kap. I., III.)

Erscheint uns nach dem Angeführten der Nachweis einer grossen Endmoräne an der Mündung des Ötzthales noch nicht gesichert, so müssen wir doch bekennen, dass uns ein solcher nicht überraschen würde; denn wenn sich während des Gschnitzstadiums im Gschnitzthale ein 17 km, im

Stubaithale ein 28 km langer Gletscher zu entwickeln vermochten, wenn sich ferner an den Rosskopf (2643 m) nördlich vom Sellrainthale ein 5 km langer Gletscher anlehnte, dessen deutliche Endmoräne das Thal des Tiefenbaches bei der Hinterburg in 1100 m Höhe quert, so mussten um die gleiche Zeit nicht bloss die beiden Quellthäler des Ötzthales, das Venter- und Gurglerthal, sondern auch seine Nebenthäler, das Windach-, Sulz- und Hairlachthal bis über ihre Mündungen hinaus vergletschert gewesen sein, sodass sich das Ötzthal in seiner ganzen Länge mit Eis erfüllen musste. Wir haben daher auf unserm Kärtchen Fig. 60 Seite 340 das Ende des Ötzgletschers während des Gschnitzstadiums in der Gegend von Ötz angegeben. Eine zweite, diesem Stadium zugehörige Endmoräne haben wir bei Umhausen verzeichnet, wo sich, wie wir S. 296 bemerkt haben, Moränen an den Bergsturz des Maurach lehnen. Ausdrücklich erwähnt Blaas (Geologischer Führer S. 437) mächtige Moränen und Blockmassen auf der Höhe des Tauferer Berges. Endete der Ötzthalgletscher hier in 1400 m, so hatte er immerhin eine Länge von beinahe 50 km. Die Ufermoränen, die wir im Venter Thale bei Vent in 2500—2600 m, bei Gaislach bereits in 1950—2050 m Höhe sahen (S. 279), können nur einem späteren Stadium angehören, als die Firnlinie in über 2600 m Höhe, mindestens 400 m unter der heutigen gelegen war. Das ist das Daunstadium. Die zugehörigen Endmoränen dürften im Becken von Sölden zu suchen sein. Weit jünger als sie sind kleine Endmoränenansätze im Rofener Thale 1 km oberhalb und unterhalb Rofen, in rund 2000 m Höhe; sie setzen nur ein Wachstum der grossen Gletscher des Rofenthales um je 1,5—2 km voraus, was bei einer Herabdrückung der Schneegrenze von kaum 100 m erfolgen dürfte.

Im Innthale begegnen wir oberhalb Landeck am rechten Gehänge bei Fliess mächtigen Moränen, die bis zur Thalsohle (850 m) herabreichen. G. A. Koch berichtet weiter von Moränen in der benachbarten Mündung des Kaunser Thales (Geologische Mitteilungen aus der Ötzthaler Gruppe. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXV. 1875. S. 247). Man könnte geneigt sein, hier das Ende des Inngletschers während des Gschnitzstadiums zu suchen, falls nicht etwa Moränen des Kaunserthalgletschers vorliegen. Erst viel weiter aufwärts, nämlich im Engadin, begegnen wir wieder im Innthale mächtigen Moränen. Sie bedecken die Felsterrasse von Tarasp (1500 m), reichen bei Guarda bis zum Inn herab (1400 m) und verbauen das Val Fluela oberhalb Süs. Liegen hier die Endmoränen des Inngletschers während des Daunstadiums vor oder sind es die Moränen der in den Seitenthälern von der Silvrettagruppe herabgekommenen Eismassen? Kleinere Gletscher des Daunstadiums fanden wir westlich von Reschenscheideck (vergl. S. 276).

Im Stanzer Thale liegt nach Blaas (Geologischer Führer S. 472) eine alte Stirnmoräne bei Strengen. Die Arlbergbahn schneidet oberhalb der genannten Eisenbahnstation eine fast 100 m mächtige, bis zur Rosanna (1000 m) herabreichende Ablagerung von Kalktrümmern an, die grösstenteils eckig sind, selten aber auch gekritzte Geschiebe enthalten. Diese Zusammensetzung schliesst aus, dass es sich um die Stirnmoräne eines Stanzerthalgletschers handelt, denn sie müsste dann besonders reichlich zentralalpines Material enthalten. Eher könnte sie die Stirnmoräne eines von der nördlich gelegenen Parseier Kette herabkommenden Gletschers sein, der durch die vom Davinkopfe (2972 m) ausgehende Runse die Rosanna erreichte, falls wir es nicht etwa mit den Trümmern eines Bergsturzes zu thun haben, welcher bereits vorhandene Moränen aufpflügte. Weiter thalaufwärts fand ich oberhalb Pettneu am Fusse des linken Gehänges wiederholt in 1300—1400 m Höhe Kalkmoränen mit zahlreichen gekritzten Geschieben. Sie treten bei Vadiesen, St. Jakob, Bach und St. Anton in Form von kurzen, östlich bis südöstlich gerichteten Wällen, die etwas ins Rosanathal hineinspringen, auf. Man könnte sie für Endmoränen von kleinen Gletschern der Lechthaler Alpen halten, die gerade bis ins Stanzer Thal herabreichten. Oder sie sind Ansätze von Endmoränen eines sich zurückziehenden Thalgletschers, worauf ihre Ähnlichkeit mit den Moränenansätzen bei Rofen deutet. Ob diese oder jene Auffassung zutrifft, wahrscheinlich liegen hier Anzeichen des Gschnitzstadiums vor, hinterlassen von Eismassen, die sich in der Richtung des Stanzer Thales oder seiner Gehänge bewegt haben, während in der Würm-Eiszeit dies Thal so hoch mit Eis erfüllt war, dass dieses über den Arlberg westwärts überfliessen konnte.

Aus der unteren Partie des Paznauner Thals erwähnt Blaas viel Moränenschutt und wirft die Frage auf, ob bei Ulmich (etwa 1200 m hoch) eine alte Endmoräne vorliege. Er erwähnt ferner, dass die kleinen Fermuntseen (1736 m) durch schön ausgeprägte alte Stirnmoränen gestaut werden (Geologischer Führer S. 476 u. 479). Man könnte diese beiden in verschiedener Höhe und weit auseinander gelegenen Vorkommnisse als Endmoränen des Gschnitz- und Daunstadiums ansehen.

Auf der Nordseite des Wettersteingebirges habe ich während der Drucklegung dieses Bogens im Partnachthale unfern der Mündung der Bodenlahne mächtige Moränen und Schotterablagerungen gefunden, die einen 11—12 km langen, bis 900 m herabreichenden Gletscher voraussetzen. Derselbe verlangt eine Höhe der Schneegrenze von weniger als 2100 m, weswegen wir ihn dem γ-Stadium zuweisen. Dagegen erblicken wir in den Moränen am Partnachfalle (1370 m) Zeugen eines δ-Gletschers, der vom Platt bis in die oberste Partie des Thaltroges herabreichte. Gleichzeitig mit ihm dürften nördlich der Knorrhütte Haldengletscher gelegen gewesen sein, über deren Endmoränen der Weg zur Zugspitze eine Strecke weit führt.

Ausdehnung der Vergletscherung während des Gschnitz- und Daunstadiums.

Wenn auch die einzelnen, auf das Gschnitz- und das Daunstadium weisenden Moränenvorkommnisse vielfach noch nicht genügend bekannt sind, so ordnen sie sich doch insgesamt zu einem harmonischen Bilde, das teilweise in Fig. 60 dargestellt ist. Ist während des Bühlstadiums noch die ganze Längsthalfurche des Inn von einem Gletscher eingenommen, so ist sie während des Gschnitzstadiums eisfrei geworden; konnte während des ersteren Stadiums das zentralalpine Eis noch in das Isargebiet eindringen, so entfalteten sich während des letzteren hier nur kleine lokale Gletscher, die von den höchsten Teilen des Gebirges ausgingen. In den Zentralalpen lagen gleichzeitig noch grosse Thalgletscher, aber sie erfüllten die grossen Querthäler nicht mehr ganz. Die Furche des Wippthales war ganz oder fast ganz eisfrei, nur seine Seitenthäler bargen noch bis an ihre Mündungen hin Gletscher. Der breite, stark übertiefte Teil des Zillerthales war eisfrei; lediglich seine Stammthäler waren vergletschert; im grössten derselben, im Zemmthale, reichte das Eis tiefer herab, als sonst, nämlich bis auf fast 700 m Höhe. Muss einstweilen noch offen bleiben, ob an der Mündung des Ötzthales eine Endmoräne vorliegt, jedenfalls war es bis nahe derselben vergletschert. In namhafter Weise waren auch die Thäler der Silvrettagruppe vereist, und, falls die Moränen im Becken von Prutz dem Gschnitzstadium des Inngletschers angehören, hatte dieser noch eine Länge von 120 km, während der Ötzthalgletscher an 50—65 km mass, also noch doppelt so lang war, als der Zemmthalgletscher der Zillerthaler Alpen.

Diese Verschiedenheit der Dimensionen der nachgewiesenen und mutmasslichen Gletscher des Gschnitzstadiums könnte Zweifel darüber erwecken, ob wir es wirklich mit entsprechenden Gletscherenden zu thun haben; doch verschwinden diese Zweifel, wenn wir uns vergegenwärtigen, dass nicht die Länge des Gletschers, sondern die Höhe der Schneegrenze für ein bestimmtes Stadium charakteristisch ist. Lag sie 600 m unter der heutigen, so konnte das beiderseits des breiten Zillerthales gelegene Schiefergebirge diesem keine Gletscher mehr zusenden, und es war die Vergletscherung beschränkt auf dessen Quellthäler. Anders im Ötz- und Innthale. Soweit sie mutmasslich vergletschert waren, sind sie auch beiderseits begleitet von Gehängen, die hoch über die γ-Schneegrenze hinaufreichten. So ergiebt sich als Seitenstück der Abnahme der alpinen Vergletscherungen in der Richtung von West nach Ost, die wir während der Eiszeiten nachgewiesen haben, eine ebensolche Abnahme der γ-Gletscher. Sie werden ostwärts kleiner, reichen aber tiefer herab.

Während des Daunstadiums waren nur die höchsten Zinnen des Gebirges vergletschert. Firste, die der heutigen Schneegrenze nahe kommen, trugen Eis, und solche, die gegenwärtig in die Schneegrenze hineinragen, nährten grössere Gletscher. Während aber deren Enden in einigen Fällen nur wenige Kilometer von den heutigen Gletscherzungen entfernt sind, stehen sie von den grössten der gegenwärtigen Gletscher ziemlich

weit ab. Wieder liefert die Gletschergrösse kein vergleichbares Mass. Es gab im selben Stadium neben einander, wie in der Gegenwart, grosse und kleine Thalgletscher sowie Hängegletscher.

In welcher Weise das Daunstadium auf das Gschnitzstadium gefolgt ist, lässt sich nicht näher bestimmen. Die zahlreichen Moränen des Prandlkares lassen mutmassen, dass zwischen beiden Stadien ein durch wiederholte Halte unterbrochener Rückzug des Eises stattgefunden hat. Ein solcher Rückzug erfolgte auch, wie die Moränen um Vent lehren, nach dem Daunstadium. Gleichwohl darf man letzteres nicht als eine Phase von gleich geringem Werte auffassen, wie die zahlreichen kleinen Gletscherhalte. Es hat nicht bloss mächtigere Endmoränen, sondern seine Grenzen bezeichnen auch einen auffälligen Wechsel in der Scenerie des Gebirges: Sie umschliessen Gebiete mit bemerkenswert frischen glacialen Formen, Gebiete, in welchen der Fels noch häufig seine glaciale Schrammung trägt, in denen die Moränenwälle auffällig sind. Fast alle grossen Rundhöckerlandschaften unseres Gebietes liegen im Bereiche der Daungletscher.

Lehmanflug bei Innsbruck.

Das Mittelgebirge beiderseits von Innsbruck trägt auf seiner Höhe und auf seinen Flanken eine dünne Decke oft sandigen Lehmes, den Blaas[1]) wiederholt als Löss beschrieben hat, jedoch hervorhebend, dass er vom typischen Lösse unterschieden werden könne. An den Abfällen des Mittelgebirges gelegen, erscheint er als verschwemmter Verwitterungslehm, auf den Höhen, z. B. auf dem Mayer'schen Steinbruche der Höttinger Breccie (S. 383) als ein Anflug von Lehm, der genetisch ähnlich wie der subalpine Löss aufgefasst werden kann, von dem er jedoch petrographisch und stratigraphisch wesentlich verschieden ist. Eigentümlich sind diesem Lehme zahlreiche, von Blaas erwähnte Reste von Holzkohlen, sowie da und dort Topfscherben und Knochen von Tieren. Die Kohlen rühren unseres Erachtens von der Rodung der Gegend her, bei welcher der Wald abgebrannt, geschwendet worden ist. Die Artefakte führt Blaas gleich denjenigen, welche sich in den jüngsten Schuttkegeln nicht selten ziemlich tief unter Tag finden, auf Lager- und Begräbnisstellen zurück, die abgeschwemmt worden sind. Die intakten vorgeschichtlichen Urnenfriedhöfe der Umgebung von Innsbruck, Hötting und Völs[2]) gehören der Bronzezeit an; Blaas hebt die Ähnlichkeit der von ihm nachgewiesenen Scherben mit den Urnen der ersteren Grabstätten hervor, bemerkt aber zugleich, nie Bronzewerkzeuge gefunden zu haben und verzeichnet ein von Pichler gefundenes Steinbeil. Wir werden später sehen, dass die nordalpine jüngste Steinzeit jünger als das Daunstadium ist, und da wir keinen Grund haben, die im Lehmanfluge und in den Schuttkegeln um Innsbruck angetroffenen Artefakte für älter zu erachten, so müssen wir beide Ablagerungen für sehr jugendliche Gebilde ansehen und für ausgeschlossen halten, dass die Schuttkegel zu einer Zeit entstanden, als die Gletscher noch in den Seitenthälern weit herabhingen, wie Blaas[3]) noch kürzlich ausgesprochen hat.

1) Über Spuren des Kulturmenschen im Löss bei Innsbruck. Bericht d. nat. med. Ver. Innsbruck 1884. S. 1. Vergl. auch Glacialformation S. 21. Erläuterungen S. 27.

2) Fr. Wieser, Die archäologisch-prähistorischen Funde am Martinsbühel und bei Völs. Ferd. Zeitschr. III. F. XXVI. S. 193.

3) Der Boden der Stadt Innsbruck. Ber. d. nat. med. Ver. Innsbruck 1894/95. Auf die anfänglich von ihm geäusserte Ansicht (Glacialformation S. 117), dass der Innthaler Löss während eines oscillatorischen Vor- und Rückschreitens lokaler Gletscher entstanden sei, ist Blaas nicht mehr zurückgekommen.

IX. Moränen in den Alpen östlich vom Innthale.

Salzachthal: Pass Lueg. Fritzthal und Wagreiner Sattel. Verbaute Thäler. Schotter im Salzachthale. Achenschwankung. Ausdehnung des Bühlstadiums. Gschnitzstadium. Daunstadium.
Land Berchtesgaden: Bühlstadium, Gschnitz- und Daunstadium. Ältere Schotter und Brecien. Lammerthal.
Traunthal: Lokalvergletscherung des Bühlstadiums. Liegendschotter und Breccien. Hallstätter Gletscher des Gschnitzstadium. Weitere Spuren des Gschnitzstadium. Anzeichen des Daunstadium. Moränen auf der Nordseite des Toten Gebirges.
Ennsthal: Bühlstadium. Gschnitz- und Daunstadium. Verschiedenheit der Stadienentwickelung in den einzelnen Teilen des Ennsgebietes. Geschichtliches.

Salzachthal. Pass Lueg.

Wie im Nährgebiete des Inngletschers, so finden wir auch in dem der weiter östlich gelegenen grossen Gletscher an zahlreichen Stellen mächtige Moränenablagerungen. Sie sind im Salzachgebiete der Aufmerksamkeit Brückners nicht entgangen. Er bemerkte, dass, falls sie als Endmoränen aufgefasst werden können, sie durch die Stellen ihres Auftretens auf eine gewisse Harmonie der zugehörigen Gletscher weisen (Vergletscherung des Salzachgebietes S. 35), und dass unterhalb von ihnen sich meist Schotterflächen von fluvialglacialer Entstehung erstrecken (S. 129). Eine Stelle solch mächtiger Moränenablagerungen liegt an der Salzach oberhalb ihres Durchbruches durch die Kalkalpen. Hier ist das weite Pongauer Thalbecken, das wir als eine übertiefte Furche kennen gelernt haben (S. 308), bis an seinem Boden herab mit mächtigen Moränen ausgekleidet, die wir von Schwarzach über St. Johann und Bischofshofen bis in die Gegend von Werfen verfolgen können (Spez.-Karte 16. VIII. St. Johann im Pongau). Im Engpasse Lueg setzen sie aus, weiter unterhalb stellt sich die breite Schotterfläche ein, die das Thal bis zum Salzburger Becken hin erfüllt und an ihrem Südende bei Golling deutliche Terrassierungen zeigt. Die Dinge liegen hier genau ebenso wie am Inn zwischen Kufstein und Kirchbichl: oberhalb vom Zungenbecken der letzten eiszeitlichen Vergletscherung heben sich längs des Flusses Schotterterrassen hervor, die südlich Golling ebenso wie bei Kufstein 20 m Höhe erreichen, und dann beginnen im Thale mächtige Moränen, die auf einen Gletscherhalt deuten. Diese homologe Entwicklung weist darauf, dass wir es hier wie bei Kirchbichl mit den Spuren des Bühlstadiums zu thun haben. Mutmasslich reichte während desselben der Salzachgletscher gerade bis an den Ausgang des Passes Lueg.

Brückner entdeckte hier bei der Kapelle Bruneck Moräne auf einem Gletscherschliffe und verfolgte sie herab bis 20 m über den Fluss (a. a. O. S. 93). Wähner, dem wir eine eingehende Beschreibung des Engpasses danken (Geologische Bilder von der Salzach. Schrift. d. Ver. z. Verbreit. naturw. Kenntnisse. Wien XXXIV. 1894. S. 459, 494), zeigte, dass neben der Schlucht der Salzachöfen, in welcher heute der Fluss aus dem Engpasse tritt, eine zweite verschüttete Schlucht verläuft, so wie wir es häufig an Stellen finden, wo ein Gletscher längere Zeit geendet hat. Wähner hielt die Schotterausfüllung dieser Schlucht für präglacial; das ist angesichts ihrer Lage tief unter dem Niveau des präglacialen Thalbodens ausgeschlossen; unseres Erachtens gehört sie zum Bühlstadium.

Fritzthal und Wagreiner Sattel.

In der Gegend von Bischofshofen haben die Moränen des Pongauer Beckens deutliche Wallform. Auf den Höhen rechts der Salzach lehnen sie sich an den Nordabfall des Hoch-Gründeck und laufen nordnordwestlich; sie haben hier die Richtung von rechten Ufermoränen des Salzachgletschers. Weiter ostwärts trifft man im Unter-Fritzthale entschieden nach Osten gebogene Wälle, und die Grenze der Moränenausfül-

ung wird hier oberhalb Hüttau in der Ortschaft Gasthof (Spez.-Karte 16. IX. Radstadt) durch einen deutlichen, ostwärts gekrümmten und nach Osten sich senkenden Wall gebildet; daran schmiegt sich die Schotterfläche von Eben (856 m) unmittelbar an, die die Wasserscheide gegenüber der Enns bildet und sich nach letzterer hin senkt.[1]) Diese Verhältnisse weisen darauf hin, dass der Salzachgletscher im Fritzthale aufwärts gereicht hat und hier, unfern Eben endend, eine Wasserscheide aufgeschüttet hat. Das kann nicht während der letzten grossen Vergletscherung der Fall gewesen sein, denn während derselben reichte das Eis hier bis über 1700 m empor; wohl aber konnte ein Gletscher, der die Pongauer Weitung bis in den Pass Lueg hinein erfüllte, gerade bis Eben reichen. Wir rechnen daher die Moränen des Fritzthales zum Bühlstadium des Salzachgletschers und suchen dessen Ostgrenze gerade auf der Wasserscheide zwischen Salzach und Enns.

Zu gleichem Ergebnisse gelangen wir am Wagreiner Sattel zwischen dem oberen Ennsthale und dem Klein-Arlthale, dessen Wasser als Wagreiner Bach die Salzach bei St. Johann erreichen. Blöcke von Zentralgneiss begleiten den Wagreiner Bach bis Wagrein; sie reichen an dessen nördlichem Zufluss, dem Ginaubache, bis zur Thalebene von Vorder-Ginau (1050 m), welche den Eindruck eines verbauten Thalstückes macht; ich fand sie nördlich Wagrein am Wege zum Sattel (960 m). Hier hören die Moränen auf; auf der Ostseite des Sattels zieht sich ähnlich wie bei Eben eine Schotterfläche zur Enns. Fehlt hier zwar auch eine Endmoräne — die Passhöhe wird von Schuttkegeln gebildet —, so ist doch kein Zweifel, dass der Salzachgletscher es war, der bis hierher vordrang; die Geschiebe von Zentralgneiss können nur aus ihm herrühren, da das Bereich des Wagreiner Baches sich lediglich in der Schieferhülle und den Radstädter Triaskalken erstreckt.

Die Erscheinungen im Passe Lueg, auf dem Sattel von Eben und auf der Wagreiner Höhe weisen übereinstimmend auf die Zunge eines alten Gletschers, welcher die Pongauer Thalweitung bis 1100—1200 m Höhe erfüllte und hier eine ganz ähnliche Lage hatte wie die des Bühlstadiums im Unterinnthale. Hier wie da drang der Hauptgletscher in die Nebenthäler ein; während dieselben aber im Inngebiete meist nur zeitweilig versperrt wurden, ist im Salzachgebiet Regel, dass sie dem Hauptthale entfremdet werden. Es bot sich ihren Wassern leicht die Möglichkeit, in ein benachbartes Flussgebiet überzufliessen, und dieser Zustand hat sich erhalten, ähnlich wie am Achensee. Die ehemalige Zugehörigkeit des obersten Ennsgebietes mit den Tauernthälern der Flachau, der Zauch und der Taurach zum Salzachgebiete, die bereits Brückner (S. 87) gemutmasst hat, wird noch von der alten Gaueinteilung des Landes zum Ausdrucke gebracht: der Pongau umfasst nicht bloss die nach ihm benannte Thalweitung an der Salzach samt umgebenden Thälern, sondern auch das oberste Ennsthal bis zum Passe Mandling, den wir bereits früher als präglaciale Wasserscheide zwischen Salzach und Enns kennen gelernt haben.

Verbaute Thäler.

Die in das Pongauer Becken rechts und links mündenden Seitenthäler sind verbaut. Unter den Moränen des Fritzthales finden sich Schotter, die sich in stattlicher Mächtigkeit bereits oberhalb Hüttau einstellen. Beim Einschneiden in diese Thalzuschüttung hat der Bach vielfach sein altes Bett nicht wiedergefunden und beschreibt

1) Vergl. die Abbildungen in Simonys Dachsteingebiet. Wien 1895. S. 7 u 8.

manche epigenetische Strecke. So dicht oberhalb Hüttau, so namentlich bei seiner Mündung in die Salzach. Das verbaute Thal mündet etwas oberhalb gerade gegenüber Bischofshofen. Hier findet sich am sonst felsigen Salzachgehänge eine mächtige Schotterbildung, bedeckt von Moränen und auch unterteuft von solchen, wie Fugger und Kastner[1]), sowie Brückner (S. 93) bereits berichtet haben. Um Hüttau wird der häufig zu Nagelfluh verkittete Schotter des Fritzthales von mächtigen Bänderthonlagern bedeckt, die die Ziegelgewinnung zulassen. Wir haben also die normale Schichtfolge eines verbauten Thales: unten fluviatiles Geröll, oben lacustre Thone. Die Verbauung des bei Bischofshofen mündenden Mühlbachthales reicht nicht bis zum Salzachthale und beschränkt sich auf die höhere, zwischen 750 und 850 m Höhe gelegene Thalpartie. Sie beginnt beim Dorfe Mühlbach und reicht 4 km weiter abwärts. An der Burger Kapelle (Höhenzahl 866 d. Spez.-Karte) ist der Schotter 60—70 m mächtig; er besteht aus Gesteinen des Thalgebietes mit seltener Beimischung von zentralalpinem Materiale. Bedeckt wird er, wie am besten gleichfalls an der Burger Kapelle erschlossen, von Moränen; dicht unterhalb Mühlbach kommen an seiner Sohle Quellen zu Tage; mutmasslich sind sie durch eine Fortsetzung der von Brückner (S. 68) weiter oberhalb an der Mündung des Kreistenbaches im Liegenden des Schotters gefundenen Moräne bedingt. Auch im Wagreiner Thale treffen wir erst in einiger Entfernung von der Salzach, in 750—800 m Höhe, an der Mündung des Ginaubaches eine mächtige Schotterablagerung, die in das Liegende der dortigen Moränen gehört. Alle diese Vorkommnisse weisen darauf hin, dass das Bühlstadium auch im Salzachgebiete zu einem Vorstosse gehört, während dessen das Hauptthal eher vom Eise erreicht wurde, als die Nebenthäler, sodass letztere mit Staubildungen erfüllt wurden.

Fugger und Kastner, sowie Brückner geben an, dass sich die Schotter des Fritzthales ununterbrochen bis nach Eben verfolgen lassen. Nach meinen Beobachtungen ist eine kleine Lücke zwischen beiden Vorkommnissen. Die Schotter um Wagrein, welche Frech auf seiner geologischen Karte der Radstädter Tauern (Geologie der Radstädter Tauern. Kokens Geologische und paläontologische Abh. N. F. V. 1. 1901) mit denen des Fritzthales als Glacialterrassenschotter zusammenfasste, sind jünger; sie sind den dortigen Moränen aufgelagert und entstammen einer Rückzugsphase nach dem Bühlstadium.

Schotter im Salzachthale.

Bei St. Johann treffen wir eine Schotterablagerung im Salzachthale selbst. Es ist ein Delta, das der Wagreiner Bach in einen See von über 700 m Spiegelhöhe geschüttet hat. Über den Deltaschottern lagern Moränen, welche die Terrasse des Zederberges bedecken und sich über deren Abfall gegen St. Johann hin weit herabziehen. Als Liegendes schneidet der Wagreiner Bach unfern der Färbereisäge, wie bereits von Brückner (S. 69) bemerkt, wieder Moränen an. Ähnliches kehrt an der Mündung des Gross-Arlthales wieder. Unterhalb der Liechtensteinklamm findet sich am linken Thalgehänge in etwa 640 m Höhe ein konglomerierter Deltaschotter; er lagert auf Moränen und gehört in das Liegende jener mächtigen Moränen, die sich an der Mündung des Gross-Arlbaches bis zur Salzach herabziehen. Ganz ebenso wie im Innthale begegnen wir also auch im Pongauer Becken lacustren Ablagerungen, die zwischen Moränen gelagert sind. Wir haben sie nicht über die Grenzen der Pongauer Weitung hinaus verfolgen können. In der Salzachenge von Taxenbach fehlen sie. Hier finden sich horizontal geschichtete Schotter auf der Höhe des Mittelgebirges. So

1) Spuren d. Eiszeit im Lande Salzburg. Naturw. Studien u. Beobachtungen 1885. Anm. 44.

die bereits von Brückner (S. 86) erwähnten Schotter von Goldegg in 820 m Höhe; sie sind mit Moränen innig verknüpft. So ferner die gleichfalls von Brückner beobachteten, zu Nagelfluh verkitteten Schotter am Scheiblingsee östlich Eschenau. Nur flach geneigt sind ferner die Schotter, die ich südwestlich von Lend am Teufenbache in 820—835 m Höhe unfern Goldhub zwischen zwei Moränen eingeschaltet fand; sie bestehen aus zum Teil recht grobem Materiale aus der Nachbarschaft mit einzelnen weiter herrührenden Geschieben. Die Hangendmoränen ziehen sich ununterbrochen bis 750 m, also bis 100 m über die Salzach herab und verhüllen an deren Thalgehänge den Schotterausstrich.

Kaum 2 km weiter thalaufwärts findet sich ein grosses Schottervorkommnis auf der Terrassenhöhe von Embach. Es wird östlich vom Dorfe vom Embache angeschnitten, ist aber namentlich nördlich und westlich vom Dorfe am Gehänge des engen Salzachthales entblösst. Es liegt wesentlich höher, als die bisher betrachteten Vorkommnisse. Den besten Einblick in die Zusammensetzung des sehr mächtigen Gerölls bietet die Embacher Plaicke.[1]) Sie ist das Abrissgebiet des Bergschlipfes von 1794, welcher die Salzach aufgestaut hat.

Nördlich von Embach und westlich vom Kühberge legt sie auf mehr denn 600 m Entfernung eine steile Wand von Schotter bloss. Seine Sohle hält sich eine längere Strecke ziemlich genau in 960 m Höhe; gegen den Kühberg hin steigt sie ziemlich steil wie an einem alten Ufer an, nach Westen senkt sie sich, westlich von der Plaicke reicht in mehreren Entblössungen des Pfarrwaldes der Schotter bis auf 930 m Höhe herab, und in gleicher Höhe begegnen wir ihm am Embache. Hiernach erfüllt der Embacher Schotter ein altes Thal, das sich mit etwa 930 m Sohlenhöhe südlich vom Kühberge erstreckte. Es lag also 100 m höher als die Furche, in welcher in der Nachbarschaft die Schotter am Teufenbache abgelagert wurden. An der Westseite der Embacher Plaicke ist die unterste Partie (a) des Schotters mittel- bis feinkörnig; die Schichtung fällt deltaartig nach Nordosten. Darüber folgt (b) horizontal geschichteter grober Schotter, ihn überlagert (c) in 1000 bis 1010 m Höhe eine Bank groben Sandsteins mit falscher Schichtung. In grösserer Höhe findet sich darüber am Abfalle des Kühberges (d) lose verkittetes feinkörniges Gerölle, das nach oben in (e) gelben Sandstein und durch diesen in (f) Bänderthon übergeht. Letzterer steigt am Kühberge bis rund 1070 m an. Darnach ergiebt sich als Gesamtmächtigkeit der Embacher Thalzuschüttung 140 m. Sie wird von den hangenden Moränen diskordant abgeschnitten. Dieselben lehnen sich, bis 1090 m ansteigend, unmittelbar auf die Thonschiefer des Kühberges und ziehen sich über die Embacher Schichten dermassen schräge herab, dass sie im Osten der Plaicke auf dem Bänderthon (f), im Westen auf dem groben Gerölle (b) bereits in 1000 m Höhe auflagern und im Pfarrwalde gar in 960 m Höhe den dortigen Schotter bedecken. An der Zusammensetzung unseres Gerölles beteiligen sich die grauen Kalke der Nachbarschaft, ferner krystalline Kalke, grüne Schiefer, Pistazitschiefer, Hornblendegesteine, Glimmerschiefer, Serpentin und nicht allzu häufig Gneiss; auch Granit und Quarz wurden bemerkt. Es ist dies eine Gesteinsgesellschaft, die fast ein jedes Tauernthal blosslegt und die daher sowohl von der Salzach, wie auch von einem ihrer Zuflüsse herbeigeführt worden sein kann. Das Zurücktreten der Gneisse macht uns jedoch wahrscheinlich, dass sie nicht vom Ober-Pinzgau stammt und eher aus dem Rauriser oder Gasteiner Thale herzuleiten ist. Glacial bearbeitetes Material fanden wir in der Embacher Thalzuschüttung nicht. Hier und da ist die Hangendmoräne an den steilen Wänden der Plaicke herabgeflossen und hat sich an deren Fuss angesammelt, wobei sie mehrfach auch unter überhängende Wandpartien geraten ist und hier scheinbar als Liegendes der Schotter entgegentritt. Am Ostende der Plaicke sah ich 1899 unter dem Schotter eine moränenähnliche Partie, und ein Wasserriss, der nicht bis zur Hangendmoräne heraufführt, brachte hier gekritzte Geschiebe

1) Vergl. C. J. Wagner, Die geologischen Verhältnisse des Tunnels am Unterstein mit Einbeziehung des Terrains zwischen Lend und Taxenbach. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXIX. 1879. S. 493. Brückner, Salzachgletscher. S. 86.

herab, weswegen nicht ausgeschlossen ist, dass dicht am Abfalle des Kühberges eine Liegendmoräne vorhanden ist; ich konnte nicht bis zu der Stelle gelangen.

Achenschwankung.

Oberhalb Embach kennen wir keine Schottervorkommnisse mehr im Salzachthale. Sie fehlen sowohl an der trichterförmig sich zuspitzenden Partie zwischen Taxenbach und Bruck wie auch namentlich in der breiten Längsthalstrecke des Pinzgaus. Letztere unterscheidet sich durch den Mangel einer Schotterterrasse wesentlich von der Längsthalstrecke des Inn. Gleichwohl ist die Schotterentwicklung im Salzachgebiete ähnlich der im Inngebiete. Hier wie da finden wir im Liegenden der Moränen oberhalb des Bereiches der Deltaschotter zunächst horizontal geschichtete Schotter und dann setzt das Auftreten der Schotter aus. So ist es im Innthale oberhalb Imst, so im Salzachthale oberhalb Taxenbach. Es ist gewissermassen nur die Zufälligkeit, dass die Längsthalstrecke des Inns im Bereiche, die breite des Pinzgaus oberhalb des Bezirkes der Schotter liegt, welche die Verschiedenheit beider Thalstrecken bedingt.

Im Innthale haben wir die Liegendschotter der dortigen Moränen auf die Achenschwankung zurückgeführt. Gleiches ist auch im Salzachgebiete zulässig. Wenn sich hier die Schneegrenze nach der Würm-Eiszeit bis auf 5—600 m unter die heutige gehoben hatte, so konnte das Thalgebiet des Pongau eisfrei geworden sein, während das einem höheren Kammstücke der Zentralalpen näher gelegene Pinzgauer Längsthal noch vom Eise bedeckt blieb, sodass hier die Ablagerung von Schottern der Achenschwankung ausgeschlossen war. Als sich dann bei Anwachsen des Bühlstadiums die Schneegrenze wieder senkte, dürfte das Salzachthal zuerst von dem ihm am meisten benachbarten Gletscher erreicht worden sein. Er liegt heute auf der Übergossenen Alm links oberhalb Pass Lueg; er würde beim Anwachsen das Salzachthal durch das Blühnbachthal unterhalb Werfen zuerst erreichen und das Pongauer Thalbecken aufstauen. Dass solches geschehen ist, lehren die Deltas an den Mündungen des Gross- und Klein-Arlthales bei St. Johann und der Liechtensteinklamm. Gleichzeitig wären die horizontal geschichteten Schotter auf dem Mittelgebirge beiderseits der Enge von Taxenbach abgelagert in einem Niveau, das das des Stausees (700 m) erheblich überragte. Bei weiterem Anwachsen der Gletscher wurde das Pongauer Thalbecken mit Eis erfüllt, das die Seitenthäler aufstaute, Schotter und Bänderthone kamen hier zur Ablagerung, bis auch diese Thäler unter den Gletscher gerieten, der bis zum Passe Lueg und an die heutige Wasserscheide gegen die Enns reichte.

Es lassen sich zur Not alle betrachteten Pongauer Schotter auf die Achenschwankung zurückführen; der grosse Höhenunterschied zwischen den Vorkommnissen vom Teufenbache bei Lend und bei Embach lässt uns aber mutmassen, dass hier Altersverschiedenheiten vorliegen und die Embacher Thalzuschüttung einer früheren Phase angehört. Wir stellen sie wegen ihrer Höhenlage zu den hochgelegenen Schottern, wie wir solche auch im Inngebiete kennen gelernt haben, ohne damit sagen zu wollen, dass sie genau gleich alt mit den Vorkommnissen von Durchholzen und Nassereith ist.

Brückner hat 1886 die Pongauer Schotter als Niederterrassenschotter aufgefasst und deren Gefällsverhältnisse zu rekonstruieren versucht (S. 90 und Taf. III). Das Vorkommnis von Embach fällt nicht in die dabei erhaltene, in ihrer oberen Partie überaus steile Gefällskurve, und da Brückner diese Schotter wegen ihrer Frische nicht als ältere anzusprechen wagt, erörtert er die Möglichkeit der schon S. 310 erwähnten postglacialen Dislokation. Die Arbeiten von Schjerning, Wähner und de Martonne, welche den

Salzachdurchbruch in anderer Weise erklären, haben das Beobachtungsmaterial über den Embacher Schotter nicht vermehrt. Unseres Erachtens kann seine Beschaffenheit nicht als Argument gegen sein höheres Alter sprechen. Nur seine unteren Lagen sind locker und frisch; die oberen sind meist locker verkittet und haben die gelbe Färbung stärker verwitterter Geröllbildungen.

Ausdehnung des Bühlstadiums.

Für Festlegung der weiteren Grenzen des Bühlstadiums im Salzachgebiete haben wir nur wenige sichere Anhaltspunkte. Brückner fand am Passe Thurn (Spez.-Karte 16. VII. Kitzbühel) deutliche Ufermoränen in 1510 m, 1550 m und 1610 m Höhe (S. 31). Er wies sie zum Maximalstande der letzten eiszeitlichen Vergletscherung, indem er eine Ufermoränenbildung oberhalb der Schneegrenze in gewissem Umfange für möglich hielt (S. 51). Ich kann dem nicht beipflichten, und erachte die von Brückner entdeckten Wälle für Ufermarken des Bühlstadiums, die, einige hundert Meter unter der eiszeitlichen erratischen Grenze gelegen, mit einer Lage der Firnlinie von 900—1000 m unter der heutigen (2600—2700 m) wohl vereinbar sind. Bis über 1600 m ansteigend, konnte der Pinzgauer Gletscher während des Bühlstadiums in das Thal der Gross-Achen überfliessen, und hier finden sich in der Gegend von Kitzbühel einige Anzeichen für seine Endlage.

Das Bühlach bei Kitzbühel ist ein unregelmässig kuppiges Hügelland, dessen höchste Punkte 150—180 m über die Aschach ansteigen. Vom Kitzbüheler Horne aus gesehen, ähnelt es einer Drumlinlandschaft; Brückner (S. 131) wagte daher nicht, hier Endmoränen anzunehmen. Blaas (Notizen S. 17) berichtet jedoch, dass namentlich Kies und Sand auftreten, was ich für die Gegend um Schloss Lebenberg bestätigen kann. Dort finden sich gegen den Schwarzsee hin Schottermoränen. Hiernach dürfte wenigstens ein Teil des Bühlach dieselbe Zusammensetzung haben, wie der Kirchbichler Wald im benachbarten Unterinnthale. Auch sein Verhältnis zur Aschauer Ache deutet auf das Vorhandensein von β-Endmoränen im Bühlach: der genannte, aus dem Spertenthale kommende Bach umfliesst in weitem Bogen das Bühlach und wird durch dessen Aufschüttungen sichtlich gehindert, die Grossache bei Kitzbühel zu erreichen. Der Aschauer Bach folgt aber der Richtung eines mutmasslichen Abflusses vom Inngletscher während des β-Stadiums (vergl. S. 321). Dort, wo er bei St. Johann in Tirol die Gross-Ache erreicht, muss deren Thal eisfrei gewesen sein. Damit steht in demselben das Auftreten einer weiten terrassierten Schotterfläche bei Kössen, auf welche bereits Brückner (S. 129) hingewiesen hat, in Einklang.

Die Moränen des Bühlach sind grösstenteils einem felsigen Sockel aufgesetzt, der sich zwischen ihnen in Form von einzelnen Rundhöckern erhebt. Gegen die Gross-Ache hin sind sie auch als Schlammoränen ausgebildet, unter welchen mehrfach lose verkittetes Gerölle ausstreicht. Brückner hat dasselbe 11 km weit thalaufwärts verfolgt, Blaas hat darunter im Josephi-Erbstollen in etwa 760 m Höhe Grundmoränen nachgewiesen. (Über eine neue Belegstelle für eine wiederholte Vergletscherung der Alpen. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1884. S. 278.) Darnach könnten wir unser Geröll der Achenschwankung zuweisen, während welcher nur eine sehr kurze Zunge des Salzachgletschers über den Pass Thurn (1273 m) in das Gross-Achenthal hereingehangen haben kann. — Nach Unger (Über den Einfluss des Bodens auf die Verteilung der Gewächse. Wien 1836) finden sich auch Spuren von Braunkohlenbildungen mit Pinus und Corylus hier und da in den Lehmlagen des Bühlach; E. v. Mojsisovics ferner erwähnt Torfkohle bei Apfeldorf im Süden von St. Johann aus dem dortigen Glacialschotter (Beiträge zur topischen Geologie der Alpen. I. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. XXI. 1871. S. 189. 210).

Wenn wir das Ende des Bühlstadiums im Grossachenthale bei Kitzbühel suchen, müssen wir die Moränenhügel auf der Südseite des Kaisergebirges um Ellmau, im Thale der Pillersee-Ache aufwärts bis Fieberbrunn, ferner in der Umgebung von Kössen durchweg der Würm-Vergletscherung zuweisen.

Der Gletscher, welcher während des Bühlstadiums das Pinzgauer Längsthal am Passe Thurn bis über 1600 m und die Pongauer Weitung bis etwa 1200 m erfüllte, konnte jedenfalls auch in die Querthalstrecke des Mitter-Pinzgaus eindringen. Hier

finden wir zwischen dem Zeller See und Saalfelden ausgedehnte Moränen, welche bereits von Leblanc[1]) und später von Fugger und Kastner[2]) als Endmoränen gedeutet worden sind, während Brückner den Mangel an charakteristischen Wallformen hervorhebt (S. 34) und bemerkt, dass die Hauptrücken in der Richtung der Gletscherbewegung gestreckt sind. Ich kann diese Beobachtung bestätigen und glaube, dass hier eher Drumlinformen, denn Endmoränen vorliegen. Keinesfalls dürften sie das Ende des Bühlstadiums darstellen; wenn während desselben der eine Ast des Salzachgletschers bis in den Pass Lueg reichte, hat sich der andere an der Saalach jedenfalls bis in die Enge der Hohlwege unterhalb des Mitter-Pinzgauer Beckens und in das Leoganger Thal hinein erstreckt. Möglicherweise bezeichnen die Saalfeldener Moränen ein Ende des Salzachgletschers während der Achenschwankung; das andere möchten wir in dem sich zuspitzenden Längsthale zwischen Bruck und Taxenbach suchen.

Die Mitter-Pinzgauer Moränen bilden bezeichnender Weise nicht den Wasserteiler zwischen Salzach und Saalach, sondern werden von letzterer quer durchbrochen. Die Wasserscheide liegt auf dem Schuttkegel der Saalach, nach der reambulierten Original-Aufnahme zu urteilen, kaum 12 m über dem Spiegel des Zeller Sees (Brückner, der vor Reambulierung der Spezialkarte arbeitete, giebt S. 5 diese Höhe mit 24 m zu hoch an, wie Wähner Anmerkung 6 a. a. O. ausführt; wir haben es hier mit einer der zahlreichen barometrischen Messungen Brückners zu thun). Ist unsere Anschauung über das Alter der Saalfeldener Moränen zutreffend, so würde man die Rückverlegung der Salzach in ihren heutigen Lauf in die Achenschwankung zu verlegen haben und hätte im Zeller See das Stück eines Zungenbeckens aus dieser Zeit. Die Flussverlegung würde durch eine Gletscherbifurkation verursacht worden sein.

Gschnitzstadium.

Erst weit oberhalb der Saalfeldener Moränen stossen wir im Pinzgauer Längsthale wieder auf Moränen. Fugger[3]) berichtet, dass unterhalb Wald unfern des Weilers Scheffau (Spez.-Karte 17. VI. Hippach) eine alte Moräne von 20—25 m Höhe in etwa 850 m Höhe quer durch das Thal verläuft; daneben fanden wir am linken Gehänge bei Wald mächtige Moränen nur bis 500 m über Thal; sie sind überstreut mit grossen erratischen Blöcken; einen bei der Ruine Hieburg gelegenen, den Teufelstein, hat Simony[4]) erwähnt, welcher den erratischen Schutt hier gleichfalls nur bis 480 bez. 510 m über Thal verfolgte; Fugger traf ferner am rechten Gehänge gegen Krimml hin mächtige Moränen bis 1125 m Höhe, und darüber noch auf einem Plateau zwischen 1480 m und 1525 m sieben deutliche Ufermoränen. Können wir dieselben zwar gleich den Moränen nördlich von Wald nicht mit der dortigen Endmoräne in Zusammenhang bringen, so weisen sie gleich derselben darauf, dass in der Gegend von Neukirchen und Wald der vornehmlich vom Krimmler Thale gespeiste Salzachgletscher einen längeren Halt gemacht hat, als ein Eisstrom von 25—30 km Länge, also von den Massen der Gletscher des Zillerthales während des Gschnitzstadiums. Wir stellten daher auf unserer Karte Fig. 60 S. 340 die Endmoränen von Wald zum Gschnitzstadium. In der That setzt der zugehörige Gletscher eine Höhe der Schneegrenze von 2100 m, 600 m unter der heutigen, voraus.

1) Mémoire sur la rélation qui existe entre les grandes hauteurs, les roches polies, les galets glaciaires, les lacs, les moraines etc. Bull. Soc. géol. de France XIV. 1842/43. S. 600.

2) Spuren der Eiszeit a. a. O. Anm. 6.

3) Friedburg und Anogl., Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde. XXXIII. 1893. S. 207.

4) Aus dem Pinzgau. Mitt. d. k. k. geogr. Ges. Wien XV. 1872. S. 427—479. Eine Radierung Simonys vom Teufelstein besitzt das geographische Institut der Wiener Universität. Vergl. A. Penck, Friedrich Simony, Geogr. Abh. VI. 3. 1898. S. 88.

Es fehlt uns an sicheren Anhaltspunkten, die Enden der anderen Tauernthalgletscher des Ober-Pinzgaus während des Gschnitzstadiums festzulegen. Der Umstand, dass der Krimmler Gletscher sich 6 km weit in das Salzachthal hinein erstreckte, verlangt nicht gleiches für die der übrigen Tauernthäler, denn das Krimmler Thal verzweigt sich in hoher Umrahmung ziemlich beträchtlich. Immerhin aber sollte man erwarten, dass auch die Gletscher des Kapruner- und Ferleitenthales bis in die Pinzgauer Längsthalfurche gereicht hätten; aber es fehlen alle Spuren von zugehörigen Endmoränen. Sollten sie unter den mächtigen Anschwemmungen der Thalsohle liegen und der Zeller See ein zugehöriges Zungenbecken sein, dessen Endmoränen vom Schuttkegel der Saalach verhüllt werden? In den Pongauer Tauernthälern hat das Eis während des Gschnitzstadiums wahrscheinlich nicht bis zur Salzach gereicht; sind sie doch viel länger als die Pinzgauer und weniger hoch umrahmt. Im Rauriser Thale wird die Untersuchung vielleicht mit Erfolg an dem Walle anknüpfen, der bei Bucheben das Hüttwinkelthal quert. Er hat die Lage einer Endmoräne, ist aber nirgends gut aufgeschlossen. Peters [1]) hält ihn für das Trümmerwerk eines Bergsturzes.

Dagegen besitzen wir auf der Nordseite des Salzachlängsthales recht sichere Spuren des Gschnitzstadiums. Sie rühren von Gletschern her, die sich an die Südseite der Übergossenen Alm (Hochkönig 2938 m) lehnten und zum Mühlbacher Thale herabstiegen. Kalkmoränenwälle verraten, dass im Birkkar ein Gletscher bis Ellmau (1100 m) und in der Rieding ein solcher bis zum Pochwerke herabreichte. Fugger und Kastner berichten ferner von Moränenwällen auf der Grieshanting Alm (1121 m) östlich der Übergossenen Alm. Alle diese kleinen Gletscher verlangen eine Höhe der Schneegrenze von rund 2000 m, 600—700 m unter der heutigen, die wir etwas höher als Ed. Richter, nämlich in 2600—2700 m suchen.

Weitere Untersuchungen im oberen Mühlbachthale werden namentlich das Verhältnis der eben erwähnten Kalkmoränen zu einer groben Kalkbreccie festzulegen haben, die sich von der Widersberg-Alm (1449 m) bis zum Rohrmoosriedel herab erstreckt. Sie ist das verkittete Material einer Schutthalde, das sich, wie es scheint, unter jene Moränen erstreckt, aber andere Moränen überlagert. Ist dies wirklich der Fall, so würde das Gschnitzstadium hier als Vorstoss erscheinen. Auch die Thatsache, dass in der Nachbarschaft, z. B. am Wege von Mühlbach nach dem Pochwerke, Kalkmoränen auf Schiefermoränen lagern, bedarf noch weiterer Verfolgung.

Daunstadium.

In zwei Tauernthälern treten an entsprechenden Stellen mächtige Schuttablagerungen auf, von denen die einen mit Sicherheit als Moränen zu deuten sind. Sie finden sich an der Vereinigung des Wurfbachthales mit dem Ödbachthale zum Stubachthale bei der Schneider Alm und setzen sich im erstgenannten Thale bis zur Hopfbachalm fort. In 1000—1200 m Höhe gelegen, befinden sich diese Moränen nur 7 km vom Kitzsteinhorn (3204 m) und 12 km vom Eiskögele (3489 m) des Glocknerkammes. Sie verlangen nur einen ziemlich kurzen Gletscher im Wurfbachthale mit ziemlich hoher Lage der Schneegrenze von 2400—2500 m Höhe, also nur 300 m unter der heutigen, weswegen wir sie zum Daunstadium rechnen. Zur Annahme eines Gletschers von ähnlichen Dimensionen und gleicher Höhe der Schneegrenze wird man geführt, wenn man die mächtigen Schuttmassen, welche die Thalstufe des Ferleitenthales oberhalb der Mündung des Fuscher Thales bilden, als Endmoräne deutet. Anzeichen des Daunstadiums im Krimmler Thale dürften durch einen Moränenwall gegeben sein, den mein Kollege

1) Geologische Verhältnisse des Ober-Pinzgaus. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt IV. 1854. S. 7.

F. Becke nach freundlichen mündlichen Mitteilungen im Rainbachthale 200 m über dem Tauernhause aufgefunden hat. Er krümmt sich thalaufwärts und besteht aus Gesteinen des Glockenkarkopfes, ist also nicht die Endmoräne eines Rainthalgletschers, sondern die linke Ufermoräne eines Krimmler Gletschers, der höchstens bis zur oberen Kante der Krimmler Fälle gereicht haben kann und eine Höhe der Schneegrenze von etwa 2400 m, 300 m unter der heutigen, verlangt.

Land Berchtesgaden. Bühlstadium.

Das zwischen den Thälern der Salzach und der Saalach gelegene Land Berchtesgaden hat in seinen tieferen, zwischen den umgebenden Bergen beckenförmig sich erstreckenden Partien ausgedehnte Moränenbedeckung, unter welcher auch hier Schotter auftreten. Die Lagerung der letzteren ist nicht wie in den verbauten Thälern: sie nehmen nicht rasch thalabwärts an Mächtigkeit zu, um dann jäh abzubrechen an der Stelle, wo der stauende Damm verschwunden ist, sondern sind unregelmässig verteilt, etwa so wie die Geröllaufschüttungen vor einem Gletscher. Am mächtigsten (50 m) sind sie durch die Bischofswieser Ache westlich Berchtesgaden erschlossen. Sie zeigen hier mehrfach deltaartig schräge Schichtung; in ihren untersten Lagen war 1888 durch den Bahnbau eine Partie mit gekritzten Geschieben erschlossen; sie lagern also ebenso zwischen Glacialbildungen, wie die Terrassenschotter des Inn- und des Salzachthales. Die Hangendmoränen reichen in ihrer stattlichen Mächtigkeit allenthalben nur bis zu den Sätteln und Pässen an den Grenzen des Landes, und hier finden sich Endmoränenlandschaften. Am Passe Schwarzbachwacht (885 m) umschlingen unregelmässig gestaltete, auf dem bayerischen Positionsblatt 857 Reuter Alp vorzüglich dargestellte Moränenwälle den Taubensee. Zum Passe Hallthurn (670 m) führt die Eisenbahn von Reichenhall durch Moränenwälle empor; sie begrenzen ein Zungenbecken gegen Norden; ein bei Greinwies darein geschütteter östlich fallender Deltaschotter verrät, dass es einst bis zur Passhöhe mit Wasser erfüllt war. Mächtige Moränen finden sich endlich oberhalb des dritten der Berchtesgadener Pässe, des Engpasses am hangenden Stein; sie reichen am Wege von Berchtesgaden nach Hallein bis 700 m Höhe.

Diese Endmoränen liessen mich bereits 1885 folgern, dass beim Rückzuge der letzten eiszeitlichen Vergletscherung das Eis an den Grenzpässen des Berchtesgadener Landes einen Halt gemacht hat.[1]) Heute können wir aussprechen, dass dieser Halt dem Bühlstadium entspricht. Das geht aus den mächtigen Ufermoränenwällen hervor, welche die Moränenbedeckung des Thalbeckens umgrenzen. Sie finden sich an den Flanken des Königsseethales und des vom Watzmann (2714 m) kommenden Schapbachthales. Ihr von mir 1885 geschilderter Verlauf hat auf den bayerischen Positionsblättern 858 u. 879 und der daraus zusammengesetzten Karte des bayerischen topographischen Bureaus: der Königssee mit Umgebung 1 : 50 000 eine ganz vorzügliche Darstellung gefunden, aus welcher hervorgeht, dass sie jeweils nur bis über 1400 m heraufziehen und nirgends bis 1500 m Höhe reichen. Sie setzen eine Lage der Schneegrenze von nicht unter 1500 m voraus und können daher nicht, wie ich 1885 angenommen habe, zur Würm-Eiszeit gehören; denn deren Schneegrenze haben wir in der Nachbarschaft (vergl. S. 234) zu 1100 m bestimmt. Dazu kommt, dass sich unsere Ufermoränenwälle ziemlich rasch thalabwärts senken; denkt man sich ihr Gefälle

1) Penck und Richter, Das Land Berchtesgaden. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 1885. S. 217, 246.

(60 ‰) fortgesetzt, so kommt man zu den Endmoränen von Pass Hallthurn und den Moränen oberhalb des Passes Stein. Wir erachten sie daher als Seitenstücke zu denselben und schliessen daraus, dass die Vergletscherung, welche das Land Berchtesgaden bis zu seinen Grenzpässen füllte, bei einer Höhe der Schneegrenze von 900—1000 m unter der heutigen stattfand. In einem solchen Abstande aber fanden wir im Inngebiete die Bühlschneegrenze unter der heutigen. Wenn wir deswegen die Berchtesgadener

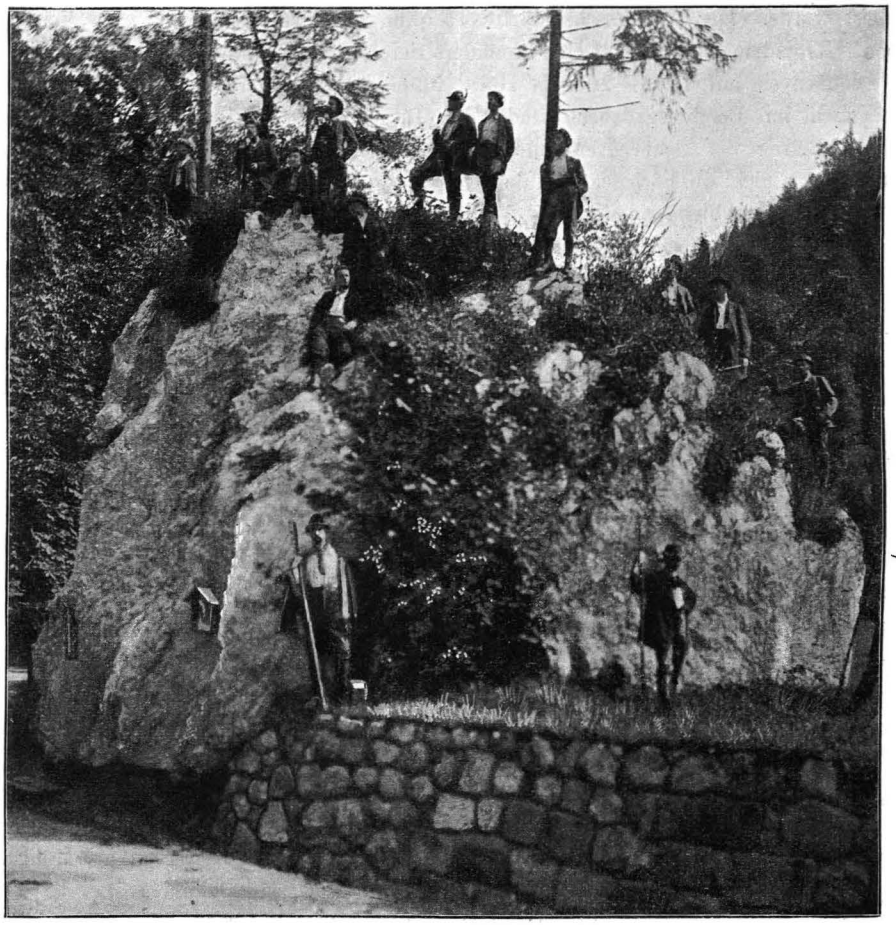


Fig. 62. Der Schusterstein nördlich von Königssee auf Glacialschotter auflagernd. Nach einer Photographie des geographischen Instituts der Universität Wien

Moränen zum Bühlstadium rechnen, können wir in ihren Liegendschottern die Achenschwankung repräsentiert sehen; sie zeigen uns an, dass das Berchtesgadener Thalbecken damals eisfrei gewesen ist.

Gschnitz- und Daunstadium.

Die mächtigen Berchtesgadener Moränen beschränken sich auf das weite Thalbecken und reichen nicht bis in die drei Thäler hinein, die in ihm zusammenmünden. In einem derselben liegt der Königssee. Er wird umspannt von mächtigen Endmoränenwällen, die riesigen auf ihnen gelegenen erratischen Blöcke habe ich gelegentlich be-

schrieben.[1]) Davor erstreckt sich eine Schotterfläche, die sich bald unter 600 m senkt; auch sie trägt noch riesige Blöcke; den einen, den Schusterstein, zeigt Fig. 62; er ist bei der Strassenverbreiterung etwas abgesprengt worden, und dabei ist seine Schotterunterlage blossgelegt worden. Er gehört also nicht zu jenen Blöcken Hallstätter Kalkes, die nach Gümbel[2]) in Verbindung mit dem Salzgebirge auftreten. Die Königsseer Endmoränen setzen einen ziemlich bedeutenden Gletscher voraus, der das 11 km lange Trogthal des Sees erfüllte und von den Höhen des Steinernen Meeres gespeist wurde. Der Thalgletscher dürfte 15 qkm, das Firnfeld über 80 qkm gemessen haben. Trotzdem ist nicht auf eine besonders tiefe Lage der Schneegrenze zu schliessen; wir schätzen sie auf 1900—2000 m Höhe, 500—600 m unter der heutigen. Es kehrt also auch im Berchtesgadener Lande der für das Gschnitzstadium charakteristische Betrag der Schneegrenzendepression wieder. Dabei ist die Königsseer Endmoräne noch nicht die höchste. Auf den Höhen des Plateaus, in das der See eingesenkt ist, treffen wir südlich von ihm bei der Sagereckalm (1100 m) Schotterablagerungen, welche verraten, dass einst auf diesen heute trockenen Höhen Bäche rannen; zugleich stellt sich in der Nachbarschaft jene Frische der Glacialspuren ein, welche für das Daunstadium charakteristisch ist; wir möchten daher diesem die einzelnen Moränenreste zuweisen, welche sich am Wege zum Funtensee (1601 m) und rings um denselben finden.

Eine so tiefe Lage der Moränen des Gschnitz- und Daunstadiums darf uns nicht überraschen: wir sind im Entwässerungsgebiete des Steinernen Meeres, das grösstenteils in über 2000 m Höhe gelegen ist und schon von 2250 m an zahlreiche dauernde Schneeflecken trägt, weswegen Ed. Richter hier die klimatische Schneegrenze in 2500 m Höhe sucht (Gletscher der Ostalpen. 1888. S. 72). Bei einer kleinen Herabsenkung von ihr würden hier grosse Areale dem Firngebiete zugesellt und damit die Bildung beträchtlicher Gletscher verursacht.

Ältere Schotter und Breccien.

Die ausgedehnte Bühlvergletscherung des Landes Berchtesgaden erscheint wie ein vorgeschobener Posten. Der gleichzeitige Gletscher des Hauptthales endete erheblich südöstlich im Passe Lueg oder westlich in den Hohlwegen des Saalachthales. Bei einer solchen Lage war ausgeschlossen, dass das Berchtesgadener Land damals von den mächtigen Nachbargletschern betreten wurde; in der That finden wir auf keinem der Grenzpässe Anzeichen, dass sie vom Salzach- oder Saalachgletscher überschritten worden sind und die Moränen unseres Landes tragen lokalen Charakter; sie bestehen vornehmlich aus den verschiedenen Kalken des Gebietes. Dazu gesellen sich aber namentlich um Berchtesgaden keineswegs selten zentralalpine Gesteine. Ich habe dieselben 1885 ausschliesslich aus einer Nagelfluh hergeleitet, welche beim Dorfe Ramsau als Mühlstein ausgebeutet wird. Sie enthält zahlreiche Gerölle von zentralalpinem Material, von Hornblendeschiefern und Gneiss; Geschiebe von ihr kommen gar nicht selten in den Moränen der Nachbarschaft vor, und manches Urgebirgsgerölle in letzteren erweist durch anhaftendes Zäment seine Herkunft aus ihr. Diese Ramsauer Nagelfluh deutete ich als Saalachgerölle von sehr hohem Alter, entstanden unter abweichenden hydrographischen Verhältnissen, da mir bei der damals schon erkannten Scheidung der Berchtesgadener Vergletscherung von der der Nachbarthäler ihre Entstehung als fluvioglaciales Gerölle unwahrscheinlich vorkam.

Nachdem sich nunmehr gezeigt hat, dass die letzte Vergletscherung des Berchtes-

1) Die grössten erratischen Blöcke der deutschen Alpen. Mitt. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 1887. S. 27.

2) Geognostische Beschreibung des bayer. Alpengebirges. Gotha 1861. S. 224.

gadener Beckens wesentlich jünger ist, als die der Würm-Eiszeit, ist jene Scheidung unter anderem Gesichtspunkte zu betrachten, als früher. Sie muss nicht mehr darauf zurückgeführt werden, dass die Gletscher des Landes die Nachbareisströme hinderten, einzudringen; sie kann auch lediglich durch zeitliche Verschiedenheiten bedingt sein. Es ist möglich, dass die Vergletscherung Berchtesgadens während des Bühlstadiums die Spuren der Vergletscherung während des Maximums der Würm-Eiszeit grösstenteils verwischt hat. Bei einer solchen Auffassung wäre aber wohl denkbar, dass in der Ramsauer Nagelfluh gleich der ihr sehr ähnlichen von Garmisch (vergl. S. 194) fluvioglaciales Gerölle einer Eiszeit vorliegt, und dass die krystallinen Gerölle in den Berchtesgadener Moränen des Bühlstadiums den Würm-Moränen entnommen seien, also gegenwärtig auf tertiärer Lagerstätte wären.

Diese Auffassung könnte eine Stütze erhalten, wenn sich herausstellen sollte, dass um Berchtesgaden höher als die nicht über 1000 m reichenden Bühl-Moränen noch Moränen mit reichlicheren krystallinen Geschieben vorkämen, die wir der Würm-Eiszeit zuzuschreiben hätten. Ausgeschlossen halten wir die Ansicht Böse's (Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias I. Zeitschr. d. Deutsch. geolog. Ges. L. 1898. S. 468, 481), dass das Material der Ramsauer Nagelfluh und die krystallinen Geschiebe des Berchtesgadener Landes durch Gletscher über den Pass Schwarzbachwacht herbeigeführt worden wären; das würde einen Eistransport von Nord nach Süd voraussetzen, wie er, soweit unsere Kenntnisse reichen, in grösserem Umfange in den nördlichen Alpen nirgends stattgefunden hat.

Neben der Ramsauer Nagelfluh haben wir noch eine weitere Bildung von älterem Habitus unter den Moränen des Landes Berchtesgaden. Rechts der Mündung des Wimbachthales findet sich das zu einer Breccie verkittete Material eines alten Schuttkegels, welches die 80—100 m hohen „grauen Wände" 300 m über Thal bildet. Bruchstücke der Breccie finden sich in den Moränen der Umgebung; in ihren liegenden Partien fand ich eine Bank voller gekritzter Geschiebe.[1]) Sie ist daher zwischen zwei Vergletscherungen des Ortes ihres Vorkommens gebildet. Ihre grosse Höhe über Thal spricht für ein interglaciales Alter, wie ich es ihr früher zugeschrieben habe. Man könnte aber auch in ihr die Randbildung des während der Achenschwankung bis zum Wimbachthale zurückgegangenen Berchtesgadener Gletschers erblicken. Ich habe die Ablagerung nicht neuerlich untersucht, und kann ihre Stellung nicht ganz sicher angeben.

Böse hat ungenau beobachtet, wenn er (a. a. O. S. 481) unserer Breccie (Felswände am Weg von der Ramsau auf das Watzmannhaus) dieselbe Zusammensetzung zuschreibt, wie der Ramsauer Nagelfluh. Die Verschiedenheit beider Bildungen ist augenfällig und war zur Zeit seiner Arbeit bereits hervorgehoben.

Lammerthal.

Eine so ausgedehnte Moränenbedeckung, wie wir sie im Lande Berchtesgaden links der Salzach unterhalb ihres Durchbruches durch den Pass Lueg angetroffen haben, kehrt hier auch rechts des Flusses im Gebiete der Lammer nördlich des Tännengebirges wieder. Nach Brückner (S. 35) finden sich hier 4—5 deutliche Endmoränen, die in ihrer Struktur völlig den Endmoränen des Bühlstadiums entsprechen. Unter ihnen tritt eine gewöhnlich zu Nagelfluh verkittete Schotterbildung auf, in der ich lediglich Gesteine des Lammergebietes, kein erratisches Material gefunden habe. Die Grenze zwischen beiden Ablagerungen ist nicht scharf; ich hatte im Raingraben den Eindruck, dass eine Verknüpfung vorläge. Südlich Abtenau bricht die Moränenbedeckung angesichts des Auwinkels ab. Es ist dies eine grosse Nische vom Charakter eines sehr kurzen Sackthales, die sich in den Nordabfall des Tännengebirges gerade unter dessen höchster

1) Zur Vergletscherung der deutschen Alpen. Leopoldina XXI. 1885.

Erhebung, dem Bleikogel (2409 m), drängt. Ein deutlicher Endmoränenwall umspannt den ebenen Boden dieser Nische (660 m). Alle diese Verhältnisse erinnern lebhaft an die des Landes Berchtesgaden: Man könnte die Moränenbedeckung auf das Bühlstadium, die liegenden Schotter auf das Achenstadium, die Endmoränen am Auwinkel auf das Gschnitzstadium zurückführen; doch sind uns die Grenzen des Bühlstadiums noch nicht bekannt.

Brückner hält die Liegendschotter an der Lammer für Niederterrassenschotter, abgelagert beim Kommen der Würm-Vergletscherung. Er stützt sich dabei auf das Vorkommen von Schiefergeröllen in ihnen, die er aus dem Gebiete südlich vom Sattel von St. Martin herleitet. Eine solche Folgerung erscheint mir angesichts der Thatsache, dass im oberen Lammergebiete die Werfener Schiefer den weiter südlich gelegenen Gesteinen der Schieferzone sehr ähnlich werden, nicht gerechtfertigt. Ich selbst fand nicht Gesteine, die unbedingt als erratische zu gelten hätten.

Traunthal. Lokalvergletscherung des Bühlstadiums.

Das ganze Gebiet des Traungletschers zeigt in allen seinen Thalweitungen mächtige Moränenbedeckung. Wir treffen sie im Thalbecken von Ischl (vergl. österr.-ungar. Spez.-Karte 15. IX. Ischl), sie erstreckt sich von hier aufwärts in das stark übertiefte Thal des St. Wolfgangsees; sie kehrt im Becken von Goisern unterhalb des Hallstätter Sees wieder; sie erfüllt das Becken von Aussee zwischen Dachsteingebirge und Totem Gebirge; endlich finden wir sie im Becken von Mitterndorf (Spez.-Karte 15. X. Liezen), das im Westen seine Wasser zur Traun, in der Mitte und im Osten aber durch die Salza und den Grimming-Bach zur Enns entsendet (vergl. die Karte S. 204). Alle diese Moränen führen nur spärlich oder gar nicht zentralalpine Geschiebe; ab und zu finden wir solche um Ischl, von wo sie namentlich v. Mojsisovics[1]) erwähnte, gar nicht um Aussee und nur einzeln um Mitterndorf; es spricht sich also in diesen Moränen kaum aus, dass ein Arm des Ennsgletschers das Salzkammergut durchmessen hat, was wir S. 204 für die eiszeitlichen Vergletscherungen nachweisen konnten; ihre Zusammensetzung kennzeichnet sie als Ablagerungen einer späteren Lokalvergletscherung unseres Thalgebietes. Damit steht die Richtung eines Gletscherschliffes im Einklange, den ich an der Eisenbahn 3 km östlich der Station Mitterndorf gefunden habe. Die Schrammen laufen hier ostsüdöstlich, also von der Traun zur Enns, anstatt umgekehrt von der Enns zur Traun, wie die Richtung der eiszeitlichen Gletscherbewegung gewesen ist.

Die Grenzen dieser Lokalvergletscherung habe ich bisher nur in rohen Umrissen feststellen können. Sie beschränkte sich auf die Kalkalpen südlich von den grossen, bis ans Vorland reichenden Seen und nördlich vom Ennsthale. Wir weisen sie dem Bühlstadium zu.

Jedenfalls reichte sie im Traunthale nicht bis zum Gmundener See. Oberhalb desselben finden wir bis zur Mündung des Offenseethales Reste eines alten, in ihn bei einem Hochstande von 440 m eingeschütteten Deltas, welches den Ebenseeauwald trägt (Spez.-Karte 14. IX. Gmunden) und Moränen überlagert. Die weiter oberhalb bei der Eisenbahnstation Mitter-Weissenbach und um Ischl auftretenden Deltaschotter weisen auf einen wesentlich höheren Seespiegel von 470—480 m, wie wir ihn am Gmundener See nicht kennen; wir nehmen daher an, dass zwischen genannter Station und dem Ebenseeauwald ein Damm zerstört worden ist, der den höheren See staute, und mutmassen, dass er von der Endmoräne der Thalvergletscherung gebildet wurde. Letztere scheint sich auch in das Mitter-Weissenbachthal hinein erstreckt zu haben, das durch einen Thal-

1) Bemerkungen über den alten Gletscher des Traunthales. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. XXVIII. 1868. S. 303. 306.

sattel mit dem Ausser-Weissenbachthale verbunden ist. Auf der Sattelhöhe stellen sich mit einem Male mächtige Schotterablagerungen ein; sie ziehen sich bis zum Attersee hin und brechen hier bei Weissenbach als ein altes Delta von 480 m Meereshöhe, 15 m über dem See ab. Sie könnten als die zu unsererer Thalvergletscherung gehörigen Schotter aufgefasst werden.

Im Ischlthale hat unsere Lokalvergletscherung jedenfalls bis an den Wolfgangsee gereicht. Dies verraten nicht bloss die sehr mächtigen Moränen, welche sich zwischen Ischl und dem Wolfgangsee erstrecken und letzteren sichtlich aufdämmen, sondern auch Stauerscheinungen am See selbst. Bei einer Vergletscherung des unteren Ischlthales kann der Wolfgangsee nicht zur Traun hin abfliessen, er wird durch das Eis aufgestaut, bis er über seine Umrahmung überfliessen kann. Der niederste Punkt derselben liegt zwischen St. Gilgen und Scharfling. Der hier gelegene Sattel beginnt unfern St. Gilgen mit der breiten Schotterfläche des Winkels, neben welcher der 45 m tiefe Krottensee als Überrest einer früher vorhanden gewesenen Vertiefung liegt, daran schliesst sich ein enges, flussloses Durchbruchthal, unter welchem sich bei Scharfling ein ziemlich grosses Delta im Mondsee findet. Diese Züge des Passes machen zweifellos, dass hier einst der bis auf 600 m Höhe gespannte Wolfgangsee abgeflossen ist. Zeugen eines solchen Hochstandes finden sich ferner dort, wo der Zinkenbach in das Seethal übertritt. Hier ist an das steile Gehänge des letzteren an der Zinkenbachmühle eine Schotterablagerung wie ein Delta förmlich angeklebt; weiter aufwärts ist das Zinkenbachthal mit Schottern verschüttet, die die Terrasse der Siebnerhöh (618 m) und Hundsleiten (657 m) bilden. Sie lagern auf Moränen und deuten an, dass eine Zeit lang der Abfluss des Zinkenbaches gehindert war, weswegen er Schotter ablagern musste. Das grosse Delta des Zinkenbaches, das den tieferen Westflügel des Wolfgangsees vom seichteren Ostflügel trennt und für unsern Bach aussergewöhnlich gross erscheint, erstreckt sich wahrscheinlich über glaciale Aufschüttungen, die an einer Stelle, am Hügel von Forsthub, emporragen; er besteht aus zäher Grundmoräne und stellt, soweit unsere Kenntnis reicht, das westlichste Vorkommnis der Lokalvergletscherung dar. Wir weisen ihr ferner die Wälle südlich von Strobl zu, die teilweise aus Moränen, teilweise aus Deltaschottern bestehen. Das Thal des Strobler Weissenbaches ist verbaut, und zwar in bezeichnender Weise anders als das des Zinkenbaches. Die Terrasse des Kleefeldbauern besteht hier vornehmlich aus Moränen, darunter finden sich Deltaschotter und Bänderthone in 620—640 m Höhe. Hiernach dürfte das vom Gamsfeld (2024 m) kommende Strobl-Weissenbachthal mit in die Lokalvergletscherung einbezogen gewesen sein und während deren Herannahen einen Stausee geborgen haben. Westlich von Ischl (nördlich vom Calvarienberge und südlich der Pfandlbrücke) sitzen auf den Moränen des Ischlthales mehrfach Deltas auf, die bis 525 m reichen, also nicht mehr in den zwischen St. Gilgen und Scharfling überfliessenden Wolfgangsee geschüttet sein können. Sie sind in einen wesentlich tiefer stehenden, bis beinahe Ischl reichenden See gebaut, dessen Abfluss durch eine gerade noch bis Ischl reichende Gletscherzunge gehemmt war, und mutmasslich durch das Jainzenthal erfolgte.

Das Becken von Mitterndorf scheint in seiner ganzen Ausdehnung von den lokalen Gletschern bedeckt gewesen zu sein. Südlich Mitterndorf verfolgten wir die Moränen bis gegen den Pass Stein; an der Mündung des Grimming-Thales haben ältere Autoren bei Pürg Moränen verzeichnet (Czjżek, Bericht über die Arbeiten der Sektion II. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. III. 1852. 4. S. 62. Stur, Die geologische Beschaffenheit des Ennsthales. Ebenda IV. 1853. S. 461).

Unserer Lokalvergletscherung haben wir jedenfalls die deutlichen Ufermoränen zuzuweisen, welche den Gipfel des Sandling zwischen Aussee und Ischl nahezu rings umgeben. Sie bilden deutliche Wälle im Kritwalde auf der Südseite des Berges in 1200 m Höhe, das kuppige Gelände auf dem Sandlingpasse (1333 m) westlich vom Gipfel, sowie nordwestlich von ihm. Ihr Auftreten erinnert an das der Ufermoränen im Berchtesgadener Lande; gleich denselben können sie nicht der Würm-Eiszeit zugeschrieben werden, da sie höher liegen, als deren wahrscheinliche Schneegrenze (höchstens 1200 m). Sie gehören einem späteren Stadium an, während dessen die Schneegrenze in mehr als 1350 m Höhe, höchstens 1050 m unter der heutigen, gelegen gewesen sein kann. Sie können also recht wohl dem Bühlstadium entstammen, wenn dessen Schneegrenze auch hier 900 m unter der heutigen, also in etwa 1400 m lag. Falls wir sie mit

dem mutmasslichen Ende der Lokalvergletscherung bei Forsthub am Wolfgangsee uns verbunden denken, erhalten wir ein Gefälle von 35 $^0/_{00}$, was einem im Gebirge gelegenen Gletscher entspricht.

Liegendschotter und Breccien.

Die Moränen der wahrscheinlich zum Bühlstadium gehörigen Thalvergletscherung des Traungebietes lagern namentlich in der Gegend von Aussee auf ausgedehnten Schotterablagerungen, welche durch die Traun angeschnitten sind. Sie stehen zu ihrem Hangenden in ähnlichem Verhältnisse wie die Schotter der Innthalterrasse und des Landes Berchtesgaden; wir weisen sie daher der Achenschwankung zu. Unter den Ufermoränen des Sandling treffen wir ferner an dem vom Gipfel nach Südwesten vorspringenden Grate eine Breccie, das verfestigte Material einer Schutthalde. Es erscheint sohin auch im Salzkammergute das Bühlstadium als das Ende eines Vorstosses, und während der vorangehenden Achenschwankung ist das Land selbst bis in die Gegend von Aussee eisfrei geworden.

Von den fast ausschliesslich aus Kalken bestehenden Schottern der Gegend von Aussee unterscheiden sich durch ihre Zusammensetzung einige Vorkommnisse an der Traun, welche durch Simony bekannt geworden sind.[1]) Das eine liegt unfern Aussee, 200 m oberhalb der Mündung der Kainisch Traun in die Traun; das andere oberhalb von deren Mündung in den Hallstätter See, nördlich der Höhle im Koppenthale (Spez.-Karte 15. IX. Ischl). Es wird von der Eisenbahn in einem kleinen Tunnel durchschnitten.[2]) Zu mehr als einem Drittel aus zentralalpinen Geröllen bestehend, besitzt es ausgezeichnete Deltaschichtung mit nordöstlichem bis südöstlichem Fallen. Darüber folgt Kalkgerölle vom Typus des um Aussee herrschenden, schliesslich Moräne. Wir haben hier ein Delta vor uns, geschüttet in das Becken des Hallstätter Sees zur Zeit, als noch ein reichlicherer Transport von Urgebirgsgeröllen durch das Traunthal stattfand, was zum letzten Male während der Würm-Eiszeit geschehen ist. An den Schluss derselben möchten wir unsere Ablagerung verweisen; während ihrer Entstehung existierte ein Seespiegel in 560 m Höhe, rund 50—60 m über dem des heutigen Hallstätter Sees, dessen Spiegel auf der Spezialkarte mit 494 m angegeben wird, während er durch das Präzisionsnivellement zu 508 m ermittelt wurde.

Hallstätter Gletscher des Gschnitzstadiums.

Die Moränen unserer Thalvergletscherung reichen in ihrer grossen Mächtigkeit nicht in die trogförmigen Sackthäler unseres Gebietes hinein. Am Ausgange derselben treffen wir in der Regel Endmoränen, welche einer jüngeren Phase entstammen, als die benachbarten, wahrscheinlich dem Bühlstadium angehörigen. Das zeigt sich besonders deutlich nördlich vom Hallstätter See. An seinem rechten Ufer stellen sich unweit der Haltestelle Gosaumühl mächtige Moränen ein, die sich anfänglich am Fusse des Sarsteins entlang ziehen; nördlich Ziesen springt ein Ausläufer von ihnen in den See vor, an ihn schliesst sich ein flacher Wall an, der das Nordende des Sees quert. Simony[3]), der bei seinen Lotungen diesen Wall entdeckte, hat ihn bereits als Moräne gedeutet.

---

1) Über Urgesteinsablagerungen im obersten Traunthale. Sitzb. k. Akad. d. Wiss. Wien. I. Abt. LIX. 1869. S. 722.

2) Abgebildet von Simony a. a. O., sowie Dachsteingebiet S. 3.

3) Die Tiefenverhältnisse und die Beckengestaltung der Seen des Traungebietes. Der Tourist XIV. 1882. Nr. 5 u. 6.

Ich habe dem beigepflichtet.[1]) Weiter nördlich schwenkt die ganze Moränenablagerung wallförmig zum Arikogel am Nordende des Sees ab. Der sie hier durchbrechende Zlambach legt Schlammmoräne bloss. Ein zweiter Wall bildet den Rücken der Ramsau am linken Ufer der Traun oberhalb Goisern, dann folgen die mächtigen bis 580 m ansteigenden Moränen, die unterhalb Goisern sich an das linke und rechte Thalgehänge schmiegen; die Mächtigkeit der rechtsseitigen ist durch ein Bohrloch[2]) zu 63 m erschlossen worden. Die linksseitigen verknüpfen sich gegenüber Goisern mit Schottern, welche sich in ihrem Liegenden einstellen und sich weiter nördlich als Terrasse traunabwärts fortsetzen. Dieselbe ist bei Ischl in die Moränen der Thalvergletscherung (β) eingesenkt; am Siriuskogel treten unter ihr Moränen auf; gegenüber dem Bahnhofe zeigen ihre unter 475 m Höhe gelegenen Partien Deltastruktur. Wir haben also einen regelrechten Komplex von Moränen und Schottern, innerhalb dessen der Hallstätter See wie ein Zungenbecken liegt. Dieser Komplex entstand zu einer Zeit, als ein Gletscher vom Dachsteinplateau über das Gebiet des Hallstätter Sees bis Goisern reichte und als sich unterhalb Ischl im Traunthale bis an die mutmasslichen Endmoränen des Bühlstadiums ein See von 475 m Spiegelhöhe erstreckte. Wie gross nun aber auch jener Gletscher war und wie tief er sich auch herabsenkte, so setzt auch er gleich dem Königssee-Gletscher keine besonders tiefe Lage der Schneegrenze voraus. Wir können dieselbe nicht tiefer als 1800—1900 m, 600—700 m unter der heutigen, ansetzen; darnach gehört unser Hallstätter Gletscher in das Gschnitzstadium.

Diese Schätzung beruht auf folgendem: Das Dachsteinplateau hat im Bereiche unseres alten Hallstattgletschers eine mittlere Höhe von gewiss über 2000 m; denken wir uns über dies Plateau eine Firn- und Eisdecke, sagen wir von 100 m Mächtigkeit gebreitet, so wird deren Mittelhöhe von 2100 m nach Kurowski die Höhe der entsprechenden Schneegrenze ergeben. Darnach müssen wir annehmen, dass bereits bei einer Höhenlage der Schneegrenze von 2100 m das Dachsteinplateau bis zu seinen Rändern (1700 m) vereist war; jede tiefere Lage der Schneegrenze müsste zur Bildung eines Thalgletschers führen. Unsere Erwägungen beruhen auf ähnlichen Voraussetzungen, wie eine Schätzung Simonys (Über die Verbreitung des erratischen Diluviums im Salzkammergute. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt II. 1851. 1. S. 153). Er äusserte, dass, falls die Schneegrenze 5000′ (1580 m) hoch lag, das Dachsteingebirge einen 4 □-Meilen (230 qkm) grossen Gletscher zu nähren vermochte. Ein solcher hätte nahezu das ganze Bereich der mutmasslichen Bühlvergletscherung bedeckt, eine Gletscherzunge von etwa 30 qkm Fläche, wie unsere Hallstätter, würde daher auch nach Simonys Schätzung eine Schneegrenzhöhe von gewiss nicht tiefer als 1800 m erheischen.

Das Gschnitzstadium des Hallstattgletschers ist an einen Vorstoss geknüpft; seine Moränen greifen nicht nur bei Goisern etwa 2 km über ihre Liegendschotter über, sondern erstrecken sich auch am Westabfalle des Sarsteins ein Stück weit über eine hier gelegene Breccie. Ich konnte die Moräne bis 800 m Höhe verfolgen; höher geht die Breccie — das verfestigte Material einer Schutthalde — im Rothengraben nackt zu Tage. Neben den Moränen von St. Agatha liegt ferner an der Pötschenstrasse die mehrfach beschriebene Kreide, die Schlammbildung eines glacialen Stausees.

Weitere Daten über den alten Hallstattgletscher danken wir Simony. Er beschrieb mehrere Gletscherschliffe (Gletscherschliffe im oberen Traunthal. Verh. k. k. geol. Reichsanstalt. 1869. S. 296) und bildete einige ab, ebenso wie die Kreidegrube an der Pötschen (Dachsteingebiet. S. 147 u. 148). Er beschrieb ferner Moränenablagerungen aus dem Koppenwinkel (Vorläufige Mit-

1) Die Tiefen des Hallstatter- und Gmundner Sees. Mitt. des Deutsch. u. Österr. Alpenvereins. 1898. Nr. 9 u. 19.

2) Balzberg, Die Tiefbohrung in Goisern. Berg- und hüttenmännisches Jahrb. XXVI. 1878. S. 232.

teilungen u. s. w. Anzeiger k. Akad. d. Wiss. Wien. math.-nat. Kl. V. 1868. S. 89). Wenn trotz dieser Daten gerade für den Hallstätter See erst kürzlich durch v. Lorenz (Der Hallstätter See. Mitt. k. k. geogr. Gesellsch. Wien. XLI. 1898. S. 1. 173) ein Zusammenhang der Vergletscherung mit der Gestaltung des Seebeckens bestritten worden ist, so beruht dies im wesentlichen darauf, dass v. Lorenz die dortigen Glacialablagerungen entweder nicht kennt oder nicht erkennt. Die mächtigen Moränen des Nordufers werden von ihm gar nicht erwähnt, der Gletscherschliff an der Haltestelle Hallstatt ist nach ihm wahrscheinlicher eine Rutschfläche. Dabei ist gerade dieser Schliff ein ausgezeichnetes Beispiel für selektive glaciale Erosion: an einer steilen Wand sind die Lagen splittrigen Kalkes zwischen den festeren abgeschliffenen Bänken förmlich ausgebrochen worden. Die Stellung von v. Lorenz zu der Moräne, welche das Nordende des Hallstätter Sees durchzieht, habe ich an anderer Stelle gewürdigt (Bemerkungen über alte und neue Lotungen im Hallstätter See. Abh. k. k. geogr. Ges. Wien. II. 1900. S. 123).

Weitere Spuren des Gschnitzstadiums.

Sehr deutlich tritt uns auch am Grundlsee bei Aussee eine Endmoräne des Gschnitzstadiums entgegen. Sie umspannt das untere Seeende (709 m); vor sie lagert sich eine Schotterfläche, die sich im Thalboden der Grundlsee-Traun fortsetzt. Auch der Altausseer See (709 m) wird von einer Endmoräne teilweise umklammert; innerhalb derselben erstreckt sich neben dem See das 8 m hohe Delta des Augstbaches, auf dem der Ort Altaussee liegt. Endlich können wir wohl als Endmoräne des Gschnitzstadiums die Trümmeranhäufung unterhalb des Vorderen Gosausees (908 m) im Gosauthale ansehen.

Ein bis über den Vorderen Gosausee hinausreichender Gletscher setzt eine Schneegrenze von 1800 m Höhe voraus, ebenso wie der Hallstätter Gletscher. Er war weniger lang als dieser, und reichte weniger tief herab, weil er ein weniger grosses Einzugsgebiet auf dem Plateau hatte. Die Gletscher des Grundl- und Altausseer Sees verlangen beide Schneegrenzen von etwa 1700 m Höhe, also um 100 m weniger hohe, als die beiden grossen Gletscher des Dachsteinplateaus; das muss auffallen, da sie beide Südexposition haben. Allein es muss im Auge behalten werden, dass auch die gegenwärtige Schneegrenze auf dem Toten Gebirge, das sie nährte, mindestens 100 m tiefer liegt, als auf dem Dachsteinplateau. Geyer berichtet z. B., dass der Felsenkessel des Feuerthales unweit des Grossen Priel (2514 m) bei einer Mittelhöhe von 1900 m in schneereichen Jahren den ganzen Sommer über mit Schnee bedeckt bleibt, der stellenweise in einer Mächtigkeit von 10 m und darüber angehäuft ist (Über jurassische Ablagerungen auf dem Hochplateau des Toten Gebirges in Steiermark. Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt. XXXIV. 1884. S. 335. 337). Immerhin hat uns überrascht, dass das Tote Gebirge, das hinter dem Dachsteingebirge um 400 m Gipfelhöhe zurückbleibt, während des Gschnitzstadiums Gletscher bis zu beinahe 700 m Höhe herabgesandt haben sollte. Aber seine stattliche Plateauentwicklung bringt mit sich, dass bei einer Lage der Schneegrenze in 1700 m Höhe sehr beträchtliche Areale verfirnt wurden, die sich grösstenteils gegen Aussee hin abdachen.

Wie am Altausseer See giebt es auch am Grundlsee Spuren eines alten höheren Seestandes. Ich fand an mehreren Stellen (Hopfgarten, Kiesgrube bei Kreuz, Gössl) Deltaschotter 8—10 m über dem heutigen Wasserspiegel. Am Hallstatter See sah ich nur bei Untersee ein altes Delta 5 m über dem See.

Weitere Anzeichen des Gschnitzstadiums birgt im Salzkammergute das Gebirge südwestlich von Ischl. Oberhalb der Rinnberg-Alpe liegen in etwa 1400 m Höhe die deutlichen Endmoränen eines kleinen Gletschers, der vom Braunedlkopfe (1892 m) ausging. Am Südabfalle des Dachsteingebirges dürften die mit Gries erfüllten Nischen unter dem Stein östlich vom Brandriedel die Betten kleiner Gletscher sein, die sich bis zur Ramsauer Hochfläche herabzogen.

Anzeichen des Daunstadiums.

7 km oberhalb der Endmoränen, welche den Grundlsee absperren, queren abermals Moränen das Seethal; sie sitzen dem Felsriegel zwischen Grundlsee und Toplitz-

see auf. Davor erstreckt sich eine kleine Schotterfläche, die als Delta gegen den Grundlsee abfällt. Der Gletscher, der hinter diesen Moränen endete, setzt eine wesentlich höhere Schneegrenze voraus, als der bis an das untere Ende des Grundlsees reichende; denn er hatte nicht bloss ein weit kürzeres Thalstück, sondern auch weniger ausgiebige Zuflüsse vom Plateau — er erhielt keine solchen durch das Lahngangthal. Wir gehen wohl nicht weit fehl, wenn wir die genannte Grenze für ihn zu rund 2000 m, also 400 m unter der heutigen, ansetzen. Trifft dies zu, so haben wir hier eine Moräne des Daunstadiums vor uns. Gleiches dürfte für kleine Moränen gelten, die sich am Wege vom Hallstätter See auf das Dachsteinplateau unterhalb der Herrengasse finden. Weiter oberhalb beginnt jene Frische der Schlifformen, welche für das Gebiet des Daunstadiums so bezeichnend ist.

Eine viel unbedeutendere Depression der Schneegrenze endlich setzt die Moränenablagerung voraus, welche Simony auf dem Sattel zwischen dem Hohen und Niederen (mittleren der Orig.-Aufn.) Gjaidstein in 2400 m Höhe entdeckt hat (Vorläufige Mitt. u. s. w. Anzeiger d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-nat. Kl. V. 1868. S. 189). Da auch sie nur unterhalb der Schneegrenze entstanden sein kann, so lehrt sie, dass eine Herabdrückung der letzteren um 100 m schon genügt, um den Hallstätter Gletscher um rund 200 m anschwellen zu machen.

Moränen auf der Nordseite des Toten Gebirges.

Wie auf der Südseite, so treffen wir auch auf der Nord- und Ostseite des Toten Gebirges (Spez.-Karte 14. X) Endmoränen am Ausgange der Sackthäler des Plateaus ziemlich weit oberhalb der Grenzen der Jung-Endmoränen. So unterhalb des Offensees (651 m), unterhalb des Almsees (589 m), unterhalb der Oedenseen (690 m) bis gegen Eystenau, am Ausgange der Polsterlucke unfern Steg im Stoderthale (Spez.-Karte 15. X). Wir haben die mutmasslichen, zu diesen Endmoränen gehörigen Schneegrenzen bereits S. 239 mitgeteilt: sie liegen 200—250 m über denen der Würm-Eiszeit. Darnach haben wir es hier mit Ablagerungen des Bühlstadiums zu thun, die an ganz ähnlicher Stelle auftreten, wie die des Gschnitzstadiums auf der Südseite des Toten Gebirges. Der Unterschied der Exposition wird hier mehr denn wett gemacht durch die Verschiedenheit des Einzugsgebietes der kleinen Gletscher, welche eine Folge der südwärts gerichteten Abdachung des Toten Gebirges ist. Treffen aber Kleinheit des Einzugsgebietes mit südlicher Exposition zusammen, so haben wir aussergewöhnlich kurze und hoch endende Gletscher, wie z. B. die mutmasslichen auf der Südseite des Dachsteingebirges.

Ennsthal. Bühlstadium.

Die Längsfurche der Enns enthält gleich der der Salzach nur wenig ausgedehnte Glacialablagerungen. Während diese aber am letztgenannten Flusse vornehmlich im Pongau, also im unteren Teile des Längsthales entwickelt sind, treten sie an der Enns hauptsächlich in dessen oberen Partien auf; sie bedecken hier in stattlicher Ausdehnung das felsige Mittelgebirge der Ramsau unfern Schladming. Diese Hochfläche trägt stellenweise durchaus den Charakter einer Moränenlandschaft; auf der Ramsau-Leiten, nördlich von Schladming, reiht sich Wall an Wall; sie alle streichen nordnordöstlich, also in der Richtung des Thales. Man könnte sie daher ebensogut für Drumlinformen wie für Ufermoränen halten; aber bei ihrem weiteren Verlaufe sieht man nicht nur, wie sie sich in der Richtung des Thales stark senken, sondern auch, wie sie etwas nach rechts schwenken, als wollten sie umbiegen, um eine im Thale liegende Gletscherzuneg zu umspannen. Wir halten sie daher für Ufermoränen eines Gletschers, welcher im

Ennsthale bis etwa Haus reichte und den Ramsaubach so zur Seite drängte, dass er beinahe parallel zur Enns fliessend diese erst unterhalb genannter Ortschaft erreicht, am Ostende des schmalen, bis 900 m Höhe ansteigenden, wie es scheint ganz aus Moränen bestehenden Längswalles „Über den First" (880 m). Die Mächtigkeit dieser Moränen ist eine sehr stattliche. Am Wege von Schladming nach der Ramsau reichen sie bis etwa 900 m Höhe herab und erheben sich in den Steilabfällen darüber bis 1020 m. Ihr Material rührt grösstenteils aus den unmittelbar südlich gelegenen Tauernthälern her; sie sind reich an Blöcken des Schladminger Gneisses; nur spärlich enthalten sie Kalke. Sie reichen in ihrer stattlichen Mächtigkeit an der Enns aufwärts nur bis zum Mandlingpasse. Südlich desselben verzeichnet Frechs geologische Karte der Radstädter Tauern in der unteren Forstau und in der Lobenau auf der Wasserscheide gegen die Enns ausgedehnte Moränenablagerungen, welche als Fortsetzung der bei Schladming sich am rechten Ennsufer einstellenden erscheinen. Diese Verbreitung der mächtigen, vielfach in Wallform entgegentretenden Moränen scheint darauf zu deuten, dass sie im wesentlichen am Saume von Tauerngletschern abgelagert wurden, die aus dem Forstau-, Preunegg-, aus dem Ober- nnd Unterthale kamen und im ersteren Falle bis nicht ganz ans Ennsthal reichten, im letzteren sich eine Strecke weit in ihm abwärts erstreckten. Eine solche Entwicklung würde dem Charakter jener Thäler entsprechen. Die Umrahmung des Forstau- und Preuneggthales erhebt sich nur auf über 2400 m, während das Ober- und Unterthal aus der Umgebung des Hochgolling (2863 m) kommen. Gletscher von den angegebenen Dimensionen würden eine Höhe der Schneegrenze von 1700—1800 m verlangen, 900—1000 m unter der heutigen, die Richter[1]) in den östlichen Tauern in 2700 m ansetzt. Wir würden sie dem Bühlstadium zuzuweisen haben.

Im Liegenden der mächtigen Moränen nördlich von Schladming findet sich stellenweise eine Nagelfluh mit Deltastruktur. Weiter aufwärts an der Enns tritt sie uns dort, wo auf unserer Karte S. 204 der Ortsname Pichl steht, in grosser Mächtigkeit und mit horizontaler Schichtung entgegen. Sie bricht in steilen Felswänden am Vorberge ab; darunter beisst ein Flötz von Schieferkohlen aus. Weiter sehen wir sie beiderseits der Mündung des Griessbaches, wo sie in 920—935 m Höhe auf Schiefer auflagert und in 960—980 m Höhe von Moränen bedeckt wird. Am Griessbache weiter aufwärts schreitend, verfolgen wir sie bis auf die Höhe einer fast ebenen Terrassenfläche, die sich in 1090—1100 m Höhe zwischen Kulmberg und Enns schaltet. Hier (beim Schwaiger) setzt die Moränenbedeckung aus, aber in ihrem daselbst recht losen Materiale finden sich dann und wann gekritzte Geschiebe. Noch weiter aufwärts endlich finden wir beim Angerer in 1200 m Höhe wieder Nagelfluh. Sie besteht im Gegensatze zu der tiefer gelegenen vornehmlich aus kalkalpinem Materiale; unten haben wir zentralalpines; M. Vacek[2]) hebt ausdrücklich hervor, dass hier die Gerölle aus dem krystallinischen Gebirge südlich der Enns stammen. Die ganze Schichtfolge ist die einer Verbauung und erinnert an die des Söllbaches bei Tegernsee. Unten ist das Griessbachthal von Gewässern südlichen, oben von solchen nördlichen Ursprungs verschüttet worden. Die unteren Partien der Schotter sind überdies mit Moränen überkleidet worden; man erhält den Eindruck eines Seitenthales, das neben einem im

1) Gletscher der Ostalpen. Stuttgart 1888. S. 281.

2) Beitrag zur Geologie der Radstädter Tauern. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXXIV. 1884. S. 609. 634.

Hauptthale anschwellenden Gletscher gelegen war und dementsprechend seinen Boden erhöhen musste. Das stimmt durchaus mit unserer Annahme, dass wir es um Schladming nicht mit den Moränen eines eigentlichen Ennsgletschers, sondern mit solchen von Tauerngletschern zu thun haben, die ins Ennsthal reichten. Wohin die Wasser, die das Griessbachthal verschüttet haben, geflossen sind, vermögen wir allerdings nicht anzugeben.

Die Nagelfluh von Pichl wurde von Stur anfänglich zu den Neogenschichten des Ennsthales gestellt (Die geologische Beschaffenheit des Ennsthales. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. IV. 1853. S. 461. 478) und erscheint auf seiner geologischen Übersichtskarte des Herzogtums Steiermark (Graz 1865) als Leithakonglomerat. Bereits Vacek hat sie als jüngere Bildung angesprochen. Böhm (Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXXV. 1885. S. 429. 512) hat sie auf Grund ihrer Höhenlage mit den Nagelfluhbildungen um Hieflau und Landl parallelisiert, offen lassend, ob Decken- oder Hochterrassenschotter vorläge. Ich habe in den Hangendmoränen nirgends Geschiebe der Nagelfluh gefunden, welche dieser Auffassung zur Stütze gereichen würden, und erblicke in der Art, wie Moränen und Nagelfluh an einander grenzen, den Beweis für ihre gleichzeitige Entstehung.

Über die weitere Verbreitung des Bühlstadiums im Ennsgebiete liegen nur dürftige Beobachtungen vor. Bemerkenswert ist, dass die Tauernthäler hier eine relativ viel beträchtlichere Schuttausfüllung [1]) aufweisen, als die des Salzachgebietes. Dieselbe nimmt im Thale der Grossen Sölk (Spez.-Karte 16. X. Gröbming) erst oberhalb Fleiss (etwa 900 m) eine stattlichere Entfaltung; sie zeigt hier bis gegen Mössna hin zwar nicht ausgesprochene Wallformen, aber ihre Moränennatur wird durch einzelne Funde von gekritzten Geschieben sicher gestellt. Es wird jedoch noch näherer Untersuchungen bedürfen, hier die Moränen von Schuttkegeln und Gekriech am Fusse der Gehänge zu unterscheiden. Im Donnersbachthale stellt sich die Schuttausfüllung erst oberhalb Donnersbachau in etwa 850 m Höhe ein und wird um Donnersbachwald herrschend. Am Nordende der dortigen Thalweitung nimmt sie Wallform an; wenig weiter oberhalb ist sie durch Wildbäche angeschnitten, die gekritzte Geschiebe zu Thal fördern; wir möchten mutmassen, dass hier längere Zeit das Ende eines Gletschers gelegen gewesen. Er würde eine Höhe der Schneegrenze von 1700 m voraussetzen, also eine rund eben so hohe, wie der Schladminger Gletscher. Dass sich letzterer bis ins Ennsthal erstreckte, unser Donnersbachgletscher aber 12 km von demselben endete, hängt nicht bloss mit der grösseren Länge seines Thales, sondern namentlich auch mit der geringeren Höhe seiner Umrahmung zusammen, die durchweg unter 2400 m bleibt. Auch ein in der grossen Sölk lagernder, bis nach Fleiss reichender Gletscher würde eine Schneegrenzhöhe von 1700 m, 1000 m unter der heutigen, verlangen und gleich seinem Nachbarn dem Bühlstadium zuzuweisen sein.

Gschnitz- und Daunstadium.

Bieten sich sohin Anhaltspunkte, die Moränenausfüllung des Grossen Sölk- und Donnersbach- (oder Irdning-) Thales dem Bühlstadium zuzuweisen, so verhält es sich anders mit den Moränenablagerungen im Schladminger Unterthale oberhalb seiner Vereinigung mit dem Oberthale. Teilweise in deutliche Endmoränenwälle geordnet, gehören sie zu einem Gletscher mit einer Schneegrenzhöhe von unter 2000 m, 700 m unter der heutigen. Einen solchen können wir nur dem Gschnitzstadium zuweisen. In den weiter östlich gelegenen Tauernthälern dürften wir dessen Spuren erst nahe

1) Sie ist auf dem Kärtchen S. 204 nicht dargestellt worden, da wir den Nachweis ihrer Moränennatur bisher nur in wenigen Thälern führen konnten.

dem Gebirgskamme erwarten, in der kleinen Sölk vielleicht unterhalb des Schwarzen Sees (1153 m), in der grossen Sölk oberhalb St. Nikolai (1126 m). Zum Gschnitzstadium gehören ferner die Spuren von kleinen Kargletschern, die wir auf den Kämmen zwischen den östlichen Tauernthälern finden, so z. B. im Mössnakare zwischen Grosser Sölk und Donnersbachthal. Hier liegt auf der Ostseite des Gasseneck (2110 m) ein kleines Kar, das von einer deutlichen Endmoräne umspannt wird.

Die in gleicher Lage an den Kämmen der Schladminger Alpen entgegentretenden Gletscherspuren müssen wir dagegen einem viel späteren Stadium zuweisen. So ziehen sich aus dem Faltenkar westlich von der Hohen Wildstelle (2746 m) zwei deutliche Moränenwälle am Gehänge des Rissachthales abwärts. Sie gehören zu einer sehr schmalen Gletscherzunge, die aus dem genannten Kare bis 1600 m Höhe herabhing. Umrahmt von Gipfeln mit einer Durchschnittshöhe von 2600 m, setzt dieser Gletscher eine Schneegrenze von 2300 m Höhe voraus, also 400 m unter der heutigen, und dürfte daher zum Daunstadium gehören.

Verschiedenheit der Stadienenwicklung in einzelnen Teilen des Ennsgebietes.

Wie spärlich wir auch noch über die Moränenablagerungen im Nährgebiete des eiszeitlichen Ennsgletschers unterrichtet sind, so treten uns doch auch hier die Stadien entgegen, die wir im Inngebiete unterscheiden konnten. Aber die Entwicklung der diesen Stadien entsprechenden Gletscher ist in den einzelnen Teilen unseres Gebietes eine verschiedene. In allen Stadien waren die Schladminger Alpen stärker vergletschert, als das östlich von ihnen gelegene Gebirge. Sie trugen noch während des Daunstadiums Gletscher und waren während des Gschnitzstadiums nahezu bis zum Ennsthale mit Eis erfüllt, während gleichzeitig die östlich gelegenen Sölker Alpen im ersten Stadium gar nicht, im letzteren nur in ihren innersten Winkeln vereist waren. Sie entsandten während des Bühlstadiums einen kräftigen Gletscher ins obere Ennsthal, wogegen die gleichzeitigen Eisströme des östlichen Gebirges wahrscheinlich 7—12 km von der Enns entfernt endeten. Allenthalben zeigt sich aber ebenso wie im Inn- und Salzachgebiet, dass das Bereich zwischen den Grenzen des Bühl- und Gschnitzstadiums, also das mutmassliche der Achenschwankung, der Schauplatz mächtiger Moränenentwickelung ist. Derselbe rückt jedoch im Ennsgebiete, entsprechend der geringeren Höhe des Gebirges, mehr gebirgseinwärts bis in die Tauernthäler herein, während er im Westen ausserhalb derselben gelegen ist.

Der Gegensatz in der Gletscherentwicklung zwischen den Schladminger und den Sölker Alpen kann mutmassen lassen, dass auch die niedrigeren Radstädter Alpen kürzere Gletscher entsandten, als die östlich von ihnen gelegenen Schladminger; denn sie sind gleichfalls niedriger und haben längere Thäler. Das würde durchaus in Einklang mit dem stehen, was wir oben über das Ende des Salzachgletschers während des Bühlstadiums kennen gelernt haben, nämlich dass seine Wasser ins Ennsgebiet abfliessen konnten. Wenn die Gletscher der Radstädter Tauern während des Bühlstadiums nicht bis zur Längsfurche der Enns reichten, müsste hier bei Radstadt eine eisfreie Partie gelegen gewesen sein, die im Westen durch den Salzachgletscher, im Osten durch die Schladminger Gletscher blockiert und durch beide in ihrer Entwässerung gehindert war. Die Spuren eines entsprechenden Stausees sind noch nicht bekannt; die Gegend bedarf noch weiterer Untersuchung.

Geschichtliches.

Die Erfüllung der Tauernthäler mit glacialen Ablagerungen ist dem aufmerksamen Beobachter, welcher die Geologie des Ennsgebietes in ihren Grundzügen entziffert hat, nicht entgangen. D. Stur hat von ihr eine zutreffende Schilderung entworfen (Die geologische Beschaffenheit des Ennsthales a. a. O. S. 478) und ihre Verbreitung (Preunegger und Schladminger Thal, Sölk, oberes Donnersbachthal, Gollingthal bei Oppenberg) in kurzen Zügen geschildert (S. 480). Doch hat er sie nicht als Glacialgebilde erkannt und sie als jüngstes Glied des Neogen, als Belvedereschotter

gedeutet. Diese irrige Auffassung ist wesentlich mit dadurch bedingt, dass im Bereiche des Glimmerschiefers der Niederen Tauern der Moränencharakter vieler Ablagerungen wegen des Zurücktretens gekritzter Geschiebe nicht leicht kenntlich ist und auch im Gebirge die charakteristischen glacialen Einzelformen, wie Rundhöcker und Gletscherschliffe, selten sind. Die grossen Thalformen hat Stur bereits beachtet; er hat eine sehr anschauliche Schilderung des Querschnittes eines Trogthales gegeben (S. 482) und auch die Kare erwähnt. In seiner Geologie der Steiermark (Graz 1871) streift er die einschlägigen Ablagerungen nicht näher; er beschränkt sich (S. 653) darauf, auszuführen wie die österreichischen Geologen von der vorläufigen Untersuchung der älteren Schichtenreihen so sehr in Anspruch genommen wurden, dass sie den jüngsten Ablagerungen nicht gleich grossen Eifer zuwenden konnten, und den Wunsch auszusprechen, dass die Nachkommenden darüber ganze Bände schreiben möchten. Seine geologische Karte der Steiermark giebt ausgedehnte Moränen nur im Walchernthale an, wo sie nach A. Böhm (Die alten Gletscher. S. 622) eine alte Breccie überlagern und Geschiebe derselben enthalten. Böhms Ausführungen über die postglacialen Stadien knüpfen nicht an die schätzenswerten Beobachtungen von Stur über die Zuschüttung der Tauernthäler an; sie gehen von den zahlreichen Hochseen der Niederen Tauern aus und setzen auseinander, dass die letzteren Seen ein anderes und zwar früheres postglaciales Stadium anzeigten, als die höher gelegenen Hochseen der Zillerthaler Alpen, unternehmen aber nicht, diese Stadien durch Beobachtungen genauer festzulegen.

X. Die postglaciale Übergangszeit.

Übergangszeit der Stadien. Stadien und Eiszeiten. Charakteristik der drei Stadien. Gletschergrösse in den Stadien. Glaciale Verschiedenheiten der drei Längsthäler. Eiszeitliches Alter des glacialen Formenschatzes. Beziehungen der Tröge und Kare zu den Stadialgletschern. Umgestaltung der Tröge und Kare während der Stadien. Abgestufte Thalschlüsse, Kartreppen, Seenreihen. Mutmassliche Waldgrenzen während der Stadien. Ältere und jüngere Steinzeit. Kupferzeit. Hallstatt- und La Tènezeit. Bronze- und Römerzeit. Daunstadium älter als die Kupferzeit. Geologische Gegenwart.

Übergangszeit der Stadien.

Unsere Durchmusterung der inneralpinen Moränen hat uns überzeugt, dass die grosse Mehrzahl derselben nicht während des Maximums der letzten grossen eiszeitlichen Vergletscherung abgelagert worden ist, sondern späteren Stadien entstammt, während welcher sich stationäre Gletscher mehr oder weniger weit in die einzelnen Thäler erstreckten. Es ist kein eiliger Rückzug gewesen, den die eiszeitliche Vergletscherung genommen hat, sondern er war durch zahlreiche Halte und neue Vorstösse unterbrochen. Zwischen die letzte Eiszeit und die Gegenwart schaltet sich eine lange Übergangszeit mit einem Klima ein, dessen allmähliches Milderwerden von einzelnen glacialen Rückfällen oder wenigstens Pausen unterbrochen wurde. Jedes Stadium ist gekennzeichnet durch einen bestimmten, in unserm ganzen Gebiete sich nahezu gleichbleibenden Abstand seiner Schneegrenze von der heutigen.

Nicht die gleiche Höhe der Schneegrenze ist es, die die Stadien auszeichnet, sondern der gleiche Abstand derselben an jedem Ort von der heutigen Schneegrenze. Während jedes einzelnen von ihnen wölbte sich jene Grenze über dem Gebirge empor und lag an dessen Rändern tiefer als in der Mitte. Daher kommt es, dass gelegentlich zwei verschiedene Stadien in verschiedenen Gebieten, wie das Gschnitzstadium im Salzkammergut und das Bühlstadium im Ennsthale, die gleiche Höhe der Schneegrenze (1700 m) hatten.

Stadien und Eiszeiten.

Der Unterschied dieser Stadien von den eiszeitlichen Vergletscherungen beruht in ihrer weit kürzeren Dauer. Das spricht sich am deutlichsten in den zugehörigen Ablagerungen aus. Kein Stadium hat seine Moränen in einer Anordnung ähnlich dem Gürtel einer eiszeitlichen Vergletscherung hinterlassen. Keine ihrer Endmoränen kommt an Höhe und Entfaltung dem Zuge der Jung-Endmoränen gleich, den wir durch das

Alpenvorland verfolgt haben. Nirgends knüpfen sich an sie so mächtige Schottermassen, wie sie während der Eiszeiten angehäuft worden sind. Das erschwert die Festlegung ihrer Gletscherenden. Gingen wir im Alpenvorlande von den ausgedehnten Schotterfeldern aus, um die Vergletscherungen von vier verschiedenen Eiszeiten zu trennen, so hatten wir im Gebirge manchmal geradezu Not, die zum grössten unserer Stadien gehörigen Schotterterrassen aufzufinden, und konnten die Enden der Gletscher nur nach Moränen festlegen. Moränen aber finden sich ringsum auch, und wenn sich nicht die eines Stadiums durch ihre Form auffällig von der Umgebung abheben, fällt es schwer, sie auszuscheiden. Daraus erklären sich die mancherlei Lücken, die wir über die Grenzen der stadialen Gletscher lassen mussten. Daraus erhellt ferner auch eine gewisse Unsicherheit über deren Ausdehnung und damit über Zahl und Umfang der Stadien.

Charakteristik der drei Stadien.

Immerhin ist uns gelungen, drei Stadien durch unser ganzes Gebiet zu verfolgen. Wir wagen nicht zu behaupten, dass damit ihre Zahl erschöpft wäre; aber wir glauben, dass es die hauptsächlichsten sind, die in der letzten Übergangszeit, der Post-Würmzeit, aufgetreten sind. Sie zeichnen sich durch Abstände ihrer Schneegrenzen von je 300 m aus, die des Bühlstadiums liegt 200—300 m über der der Würm-Eiszeit, die des Gschnitzstadiums weitere 300—400 m, die des Daunstadiums abermals 200 bis 300 m, die der Gegenwart endlich nochmals 300—400 m höher. Allenthalben schaltet sich zwischen die Würm-Eiszeit und das Bühlstadium die sehr bedeutende Achenschwankung ein, während welcher die Schneegrenze etwa die Höhe erreichte wie viel später erst während des Gschnitzstadiums, und während welcher das Gebirge um einige Meter abgetragen wurde. Wiederholt auch haben wir Anzeichen dafür gefunden, dass das Gschnitzstadium einen Vorstoss beendet; wie gross aber die Schwankung zwischen dem Bühlstadium und ihm war, haben wir nirgends feststellen können. Durchgehends erscheint der Raum zwischen den Enden der Bühl- und Gschnitz-Gletscher, also das Gebiet der Achenschwankung, als der Hauptschauplatz der inneralpinen Moränenablagerungen, die aber nur selten die charakteristischen Formen von Ufer- oder Stirnmoränen tragen. Diese stellen sich regelmässig erst von den Grenzen des Gschnitzstadiums an ein, und herrschen dann weiter gebirgseinwärts. Innerhalb der Grenzen des jüngsten unserer Stadien, des Daunstadiums, endlich treffen wir eine auffällige Frische aller, auch der kleinen glacialen Formen: wir finden zahlreiche Gletscherschliffe. Diese Abstufungen im Grade der Jugendlichkeit der glacialen Formen lassen uns mutmassen, dass die Stadien die Grenzen längerer Zeiträume markieren.

Gletschergrösse in den Stadien.

Ebenso wie in der Gegenwart und während der Eiszeit gab es während der einzelnen Stadien Gletscher verschiedener Grösse nebeneinander. In den späteren Stadien waren sie kleiner, als während der früheren, in allen Fällen aber im Westen grösser als im Osten. Das erhellt deutlich aus folgender Zusammenstellung:

Gletscherentwicklung:

	Bühlstadium	Gschnitzstadium	Daunstadium	Gegenwart
Inngebiet . .	Eisstromnetz	Thalgletscher	Thalgletscher	Thalgletscher
Salzachgebiet { W / O }	gross. Thalgletscher	Thalgletscher	Thalgletscher	{ Thalgletscher / Hängegletscher
Ennsgebiet . { W / O }	Thalgletscher	Thalgletscher / Hängegletscher	Hängegletscher / Eisfrei	} Eisfrei.

Diese Verschiedenheit ist lediglich Folge der ungleichen Erhebung unserer einzelnen Gebiete, und hat nichts mit Höhenunterschieden der Schneegrenze zu thun. Solche fehlen nicht; sie sind aber nur unbedeutend und erfolgen anders, als man nach der ungleichen Gletscherentwicklung erwarten möchte. In den zentralen Teilen des Gebirges liegt die Schneegrenze über den massigen Erhebungen des Westens höher als über den stärker zerschnittenen des Ostens. Für die Gegenwart ist dies bereits durch Ed. Richter erwiesen. Für die Übergangszeit seit der Würm-Eiszeit geht dies aus unseren früheren Darlegungen hervor, deren Ergebnisse wir für drei charakteristische Thäler hier zusammenfassen:

Höhe der Schneegrenze:

	Bühlstadium	Gschnitzstadium	Daunstadium	Gegenwart
Stubaithal	—	über 2100 m	2500 m	2800 m
Krimmler Thal . . .	—	2100 „	2400 „	2700 „
Unterthal b. Schladming	1700 m	unter 2000 „	über 2200 „	unter 2700 „

Glaciale Verschiedenheiten der drei Längsthäler.

Eine Folge der Grössenverschiedenheit der Stadiengletscher ist die eigentümliche Verschiedenheit, welche in den drei grossen Längsthalfurchen unseres Gebietes in Bezug auf die Entwicklung ihrer Glacialbildungen entgegentritt. In ihrer ganzen Erstreckung ist die Längsfurche des Inn mit mächtigen Moränen und Schottern ausgestattet, während diese Ablagerungen nur im unteren Teile des Salzach- und im oberen des Ennslängsthales eine Rolle spielen. Als verhältnismässig kleiner Teil des gesamten Innthales fällt die Längsfurche des Inn in ihrer ganzen Ausdehnung in das Bereich der Achenschwankung. Anders die der Salzach: sie umfasst ein grosses Stück ihres Thales; nur ihre unteren Partien wurden von der Achenschwankung betroffen, ihre oberen, dem Gebirgskamme nahen, blieben lange Zeit vom Eise bedeckt. Die wenig hoch umrahmte Längsfurche der Enns endlich wurde nur in ihrem oberen Teile von den Gletschern des Bühlstadiums betreten, hat also nur hier die entsprechenden Moränen.

Eiszeitliches Alter des glacialen Formenschatzes.

Ein Schatz von eigentümlichen, zum Teil recht ansehnlichen Formen knüpft sich an die Ausdehnung der eiszeitlichen Gletscher im Gebirge. Da haben wir die Schliffkehlen, die Kare und die Tröge, die in bestimmter Beziehung zur Entfaltung des Eises stehen. Gleiches gilt nicht für die Gletscher der Stadien. Es ist uns nicht gelungen, zu einem jeden Stadium neben den Endmoränen den entsprechenden Kreis von Erosionsformen aufzufinden. Wohl beschränken sich namentlich im Westen unseres Gebietes in den Zentralalpen die Gletscher des Gschnitzstadiums im wesentlichen auf die Tröge und gleiches wiederholt sich in auffälliger Weise im Lande Berchtesgaden sowie im Salzkammergute. Ferner knüpfen sich zahlreiche Gletscher des Daunstadiums an die Kare, sodass es den Anschein gewinnen könnte, als ob die Tröge mit dem γ-, die Kare mit dem δ-Gletscher in engerer genetischer Beziehung stünden. Allein es genügt einen Blick auf den Osten unseres Gebietes zu lenken, um die Unhaltbarkeit einer solchen Anschauung sofort zu erkennen: da sind es die β-Gletscher, die sich auf die Tröge, und die γ-Gletscher, die sich auf die Kare der östlichen Niederen Tauern beschränken. Es findet aber auch kein Zusammenfallen jener Formen mit Gletschern von einer bestimmten Grösse statt. Die Tröge sind nicht beschränkt auf das Bereich von Thalgletschern und die Kare nicht unbedingt geknüpft an Gehängegletscher. Wir haben bereits bei Würdigung der Trogformen gesehen, wie sie

weit hinausgreifen über die Zentralalpen und am Ausgange der Kalkalpenthäler wiederkehren; sie können nicht als das Werk blosser Thalgletscher gelten, sie erscheinen auch als Werke eines Eisstromnetzes; ihr Auftreten hängt von der Gestaltung der Thäler ab, in welchen sich jenes entfaltete. Auch Kare sind nicht überall dort entwickelt, wo die Gipfel mässig hoch über die Schneegrenze aufragten und die Vorbedingung für die Entwicklung von Gehängegletschern boten. Davon vergewissern wir uns im Unterinnthale. Hier endete der Inngletscher während des Bühlstadiums bei einer Höhe der Schneegrenze von 1500 m zwischen Bergen, die während der Eiszeit vom Eise überflossen waren und daher keine eiszeitlichen Kare erhalten haben. Sie haben sie aber auch nicht während des Bühlstadiums bekommen, wenn sie auch, wie z. B. die Hohe Salve (1829 m), sich 300 m hoch über die damalige Schneegrenze erhoben. Ähnliches gilt von den Schieferbergen südlich des Pinzgaus. Auch hier ist der Rundlingcharakter der Berge, die vom eiszeitlichen Gletscher überflossen waren, während des Bühlstadiums nicht zerstört worden, wenn sie auch die zugehörige Schneegrenze (1700 m) um einige hundert Meter überragten; man denke nur an die Schmittenhöhe (1968 m). Auch die Rundlinge im Oberinnthale haben keine Kare erhalten, obwohl sie nicht bloss während des Bühlstadiums, sondern auch während des Gschnitzstadiums in das Bereich permanenter Schneebedeckung tauchten. Charakteristisch ist in dieser Hinsicht der Venetberg; trotz seiner 2513 m hat er während keines der Stadien unserer Übergangszeit ein Kar erhalten. Deutlich tritt uns in allen diesen Fällen entgegen, dass die Karbildung nicht die Bewegungen der Schneegrenze mitmacht, sondern beschränkt ist auf die Eiszeit.

Nach Böhm von Böhmersheim folgt die Karbildung der Bewegung der Schneegrenze auf dem Fusse. Sie senkt sich mit ihr herab bis sie das Niveau des anschwellenden Gletschers erreicht. Dies geschehe in den zentralen Teilen des Gebirges viel tiefer unter der schliesslichen Gletscherhöhe, als in den peripherischen Gebieten; daher sollen die Kare in den zentralalpinen Gebieten viel tiefer unter der eiszeitlichen Gletscheroberfläche gelegen sein, als in den Randgebieten. Wir haben bereits S. 285 gesehen, dass dies nicht der Fall ist und dass sich Böhm v. Böhmersheim auf irrige Beobachtungen stützt.

Wenn wir nun sehen, dass die Karbildung in den Stadien unter klimatischen Umständen nicht eingetreten ist, unter denen sie während der Eiszeit von statten gehen konnte, so ist nur anzunehmen, dass dazu die nötige Zeit gefehlt hat. Das weist wieder auf die kürzere Dauer unserer Stadien im Vergleiche zur Eiszeit, die sich auch in den weit weniger ausgedehnten Moränenablagerungen und in dem Mangel von grossen Schotterterrassen ausspricht. Die Kare sind ganz ebenso, wie wir es von den Trögen früher gezeigt haben, hocheiszeitliche Formen, und gleiches gilt von der Schliffgrenze, die sich nirgends zu den einzelnen stadialen Gletscherenden herabzieht, sondern hoch über denselben verläuft, am deutlichsten und frischesten allerdings im Innern des Gebirges ausgeprägt, wo sie nicht bloss der eiszeitlichen Vergletscherung, sondern auch zugleich den Gletschern der Stadien angehört. Der alpine Formenschatz rührt im wesentlichen aus den Eiszeiten her, die durch ihre lange Dauer dem Gebirge einen eigenen Charakter aufdrückten.

Beziehungen der Tröge und Kare zu den Stadialgletschern.

Dass bei alle dem zwischen dem hocheiszeitlichen Formenschatze der Alpen und den Gletschern der Übergangstadien Beziehungen vorhanden sind, darf nicht Wunder nehmen. Tröge und Kare sind Hohlformen, die sich leicht mit Gletschern erfüllen, sie gewähren ihnen nicht bloss Raum zur Ausbreitung, sondern auch bestimmte Expositions- und Beschattungsverhältnisse, begünstigen also deren Ausdehnung und Erhaltung in einem

gewissen, durch ihre Gestaltung vorgezeichneten Umfange. So sehen wir noch heute sich zahlreiche Gletscher auf Kare beschränken oder in Trögen enden. Aber wir bemerken auch zahlreiche Ausnahmen davon. Es erstreckt sich das kleine Fleisskees zu Zeiten seines Hochstandes aus seinem Kar hinaus;[1]) und in der Venedigergruppe enden die Gletscher bald über dem Trogschlusse, bald hängen sie über denselben herab, bald erstrecken sie sich in die Tröge hinein. Bei so verschiedenem Verhalten erkennt man sofort, dass die Beziehung zwischen den Trögen und den heutigen Gletschern nur eine sehr lose ist, und in manchen Fällen trifft der Eindruck durchaus zu, den Ed. Richter (Geomorphologische Studien S. 53) hatte, dass die Gletscher den Trogschluss zerstören. Aber es folgt daraus noch nicht, dass letzterer nicht glacialer Entstehung ist, sondern nur, dass er von den Gletschern, die über ihn herabhängen, nicht gebildet sein kann.

Umgestaltung der Tröge und Kare während der Stadien.

Wenn nun auch die Tröge und Kare im grossen und ganzen hocheiszeitliche Formen sind, die mit den in ihnen gelegenen Gletschern nur in mittelbarer Beziehung stehen, so ist doch unverkennbar, dass sie durch dieselben modifiziert worden sind. Sie bergen vielfach deren Zungenbecken. Am deutlichsten tritt uns dies in den Sackthälern des Berchtesgadener Landes und des Salzkammergutes entgegen: Königssee, Hallstätter See, Vorderer Gosausee, Altausseer und Grundlsee sind Zungenbecken des Gschnitzstadiums, gelegen in Thaltrögen, die ihrerseits als die Werke der eiszeitlichen Übertiefung erscheinen. Ähnliches wiederholt sich in den zentralalpinen Querthälern. Namentlich in den Niederen Tauern sind sie im Zungenbereiche des Bühl- oder Gschnitzstadiums breiter und offener, als in der unmittelbar daran anschliessenden, abwärts gelegenen Partie. Der Gedanke, dass die Tröge hier nachträglich verbreitert worden sind, liegt auf der Hand. Entsprechendes gilt von vielen Karen. Sind ihre Nischen hocheiszeitliche Formen, so können doch die in ihnen gelegenen Wannen dann als Zungenbecken späterer Stadien gelten, wenn sie von deren Endmoränen umgürtet sind.

Ausgedehnte Tröge und grosse Kare können aber auch die Zungenbecken mehrerer Stadien bergen. Am deutlichsten tritt uns dies im Sackthale des Grundlsees entgegen; hier können wir den Grundlsee als Zungenbecken des Gschnitzstadiums, den Toplitzsee als das des Daunstadiums deuten. Wir möchten in ähnlicher Weise auch den Vorderen und Hinteren Gosausee im dortigen Sackthale auffassen. Wie es sich in den geräumigen Karen verhält, zeigen am besten die der Mieminger Kette; während des Gschnitzstadiums hingen aus ihnen die Gletscher heraus, im Daunstadium blieben dieselben auf sie beschränkt. Der Negelsee ist das unter dem Igelskare gelegene, von mächtigen Moränen umrahmte Zungenbecken; ein δ-Zungenbecken liegt in Gestalt einer kleinen Felswanne im Prandlkare. Im westlich benachbarten Kare der Seebenalm treffen wir zwei Felswannen, den Drachensee (1880 m) und den Seebensee (1650 m) in den Höhen der γ- und δ-Zungenbecken des Prandl- und des Igelskares. Wir haben hier ein deutlich abgestuftes Kar, dessen obere Partie sich allerdings in Form zweier getrennter Nischen in das Gebirge drängt. Unser Kärtchen Fig. 61 zeigt nur die östliche von ihnen.

Abgestufte Thalschlüsse, Treppenkare, Seenreihen.

Werden Böden der Tröge und Kare durch die in ihnen gelegenen Gletscher späterer Stadien abgestuft, so kann gleiches mit ihrem Schlusse und ihrer Wandung geschehen. Sollte beispielsweise durch ein längeres Stadium ein Gletscher gerade über den Trog-

1) Penck, Gletscherstudien im Sonnblickgebiete. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins 1897. S. 52, 60.

schluss herabhängen, so würde dadurch dessen Höhe gemindert werden und es könnte weiter oberhalb eine neue Stufe entstehen. Schwindet ferner ein Kargletscher auf ein am Fusse der Karwand gelegenes Firnfeld zusammen, so wird dieses den Fuss frisch erhalten, während sich die höheren Wandpartien abböschen und dadurch geeignet werden können, eventuell später ein neues Firnfeld zu tragen, wie wir ein solches in Fig. 51 S. 284 unter dem Wannenkogel hoch über dem Boden des Wannenkars sehen. Wenn in Trögen und Karen Gletscher verschiedener Grösse zur Entwicklung kommen, werden sie die charakteristischen Züge jener hocheiszeitlichen Formen mehr oder weniger umgestalten, und zwar hauptsächlich in der Weise, dass sie in ihnen Stufen schaffen. Dabei wird aus einem Trogschlusse ein mehrfach abgestufter Thalschluss, aus einem Kare ein Treppenkar entstehen können, zwischen welchen beiden Typen keine scharfen Grenzen mehr zu ziehen sind. Beide Formen sind in unserm Gebiete weit verbreitet; während in den westlichen Hohen Tauern gleichwie in den Zillerthaler Alpen des öfteren imposante Trogschlüsse auftreten, haben wir es in den Schladminger Alpen mehrfach mit abgestuften Thalschlüssen und Treppenkaren zu thun. Mit beiden Formen verknüpfen sich zahlreiche kleine Seen, die auf den einzelnen Stufenflächen so gelegen sind, dass man in der Regel ihrer mehrere in derselben Meereshöhe findet, ganz ebenso, wie ich dies für die Pyrenäen gezeigt habe.[1]) Böhm[2]) hat dies bereits für das Ennsgebiet, Brückner[3]) für das Salzachgebiet dargethan; auch aus dem Karlinggebirge des Inngebietes liessen sich Beispiele beibringen.

Dass aber alle solche treppenförmigen Seenreihen unseres Gebietes in der geschilderten Weise durch Umgestaltung von Trögen und Karen entstanden sind, wagen wir nicht zu behaupten. Wir haben in den grossen übertieften Thälern einen Stufenbau kennen gelernt, welcher bei der Übertiefung entstanden ist. Es ist sehr wohl denkbar, dass auch bei der eiszeitlichen Umgestaltung der Gehänge und Hintergehänge der Thäler Stufen hervorgegangen sind, und dass viele der zahlreichen kleinen Hochgebirgsseen nicht, wie es im Sinne meiner früheren Darlegungen liegt[4]) und insbesondere von A. Böhm geschehen ist, auf postglaciale Stadien zurückzuführen sind. Eingehende Untersuchungen an Ort und Stelle werden von Fall zu Fall zu entscheiden haben, in wieweit hocheiszeitliche Formen oder Gebilde der einzelnen Stadien vorliegen. Dabei wird vielfach zunächst die Topographie der einzelnen Gebilde festzustellen sein, deren Wiedergabe auf den Karten, insbesondere in Österreich, nicht immer gelungen ist. Sie werden dann ins Auge zu fassen haben, ob sich ein Konnex zwischen unseren Seen und den Gletschern einzelner Stadien findet, wobei die Ausdehnung der letzteren naturgemäss nicht durch die Seen, sondern durch Endmoränen festzustellen wäre. Dann erst ist eine Lösung des Problems zu gewärtigen.

Die bisher vorliegenden Untersuchungen beschränken sich im wesentlichen darauf, die Natur unserer Seenreihen festzustellen, ob sie in den Fels eingesenkt oder durch Moränen abgedämmt sind. Ersteres scheint die Regel zu sein. Schätzenswerte Auslotungen ihrer Tiefen hat Eberhard Fugger ausgeführt (Salzburgs Seen. Mitt. d. Ges. f. Salzburger Landeskunde. XXXIII 1893. S. 27. XXXV. 1895. S. 51). Eine Auszählung der Hochseen der Ostalpen ohne Rücksicht auf ihre Entstehung hat A. Böhm vorgenommen und gezeigt, dass die Gürtel ihres häufigsten Auftretens in den einzelnen Teilen des Gebirges in verschiedener Höhe liegen (Die Hochseen der Ostalpen. Mitt. k. k. geogr. Ges. Wien XXIX. 1886. S. 625).

1) Die Eiszeit in den Pyrenäen. Mitt. Ver. f. Erdk. Leipzig 1883. S. 163, 218.

2) Die alten Gletscher der Enns und Steyr. S. 533.

3) Die Vergletscherung des Salzachgebietes. S. 120.

4) Vergl. auch Morphologie der Erdoberfläche. 1894. II. S. 307.

Mutmassliche Waldgrenzen während der Stadien.

Für eine paläontologische Charakteristik der einzelnen von uns nachgewiesenen Stadien haben wir keine Anhaltspunkte gefunden. Möglicherweise lassen sich solche für die Achenschwankung gewinnen, wenn einmal die Flora der einzelnen Kohlenvorkommnisse, die wir ihr zuschreiben mussten, näher untersucht worden ist. Einstweilen muss uns genügen, aus ihnen zu schliessen, dass der sich zurückziehenden Vergletscherung der Würm-Eiszeit der Wald bald nachgefolgt ist, und bereits im Laufe der Achenschwankung wenigstens von den Thälern Besitz genommen hatte. Bis wohin er sich in den einzelnen Stadien erstreckte, wissen wir nicht; war sein Abstand von der Schneegrenze stets derselbe wie heute (800 m), so haben wir uns während des Bühlstadiums bloss die tiefen Thäler am Saume des Gebirges bis 600—700 m Höhe, im Innern bis 1000 m bewaldet zu denken, wogegen während des Gschnitzstadiums, als die Schneegrenze etwas höher als die heutige Baumgrenze verlief, der Wald bis auf die niederen Berge gereicht haben dürfte; während des Daunstadiums endlich mögen die höchsten Bäume etwa dort gestanden haben, wo heute der hochstämmige, kräftige Hochwald endet.

Ältere und jüngere Steinzeit.

Sehr spät erst ist die Besiedelung des Gebirges durch den Menschen erfolgt. Kein Fund spricht dafür, dass der paläolithische Bewohner Mitteleuropas Besitz ergriffen habe vom Vorlande des Gebirges ausserhalb der eiszeitlichen Vergletscherung oder im Osten in dessen unvergletscherte Thäler eingedrungen sei: die Donau bezeichnet im grossen und ganzen die Südgrenze der paläolithischen Stationen von Franken und Niederösterreich. Von den im Lösse Niederösterreichs gemachten paläolithischen Funden fällt ein kürzlich entdeckter noch in unser Gebiet[1]). In Norden von Krems a. d. Donau wurden im Löss neben Mammuthresten an 12000 paläolithische Werkzeuge gesammelt, von denen einige, nach den vorliegenden Abbildungen zu urteilen, den Typus des Moustérien, andere den des Solutréen de Mortillet's tragen. Die Fundstelle, der Hundssteig, liegt auf einer jener Terrassen, welche das Niveau des Wagram fortsetzen (Seite 102); der Löss der Gegend reicht nirgends bis in das tiefere Niveau herab, in dem wir die Niederterassen zu suchen haben; nichts spricht dafür, dass er hier jünger als anderswo sei. Wir verweisen daher ihn samt den in ihm gemachten Funde spätestens in die Riss-Würm-Interglazialzeit.

Neolithische Funde sind auf dem Südufer der Donau nicht selten, doch in den Alpen selbst äusserst spärlich; die anthropologische Abteilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums in Wien, welche viele Schubladen polierter Steinwerkzeuge aus Böhmen, Mähren und Niederösterreich besitzt, hat nur wenige Exemplare aus den eigentlichen Alpenländern. Eines rührt her von Hallstatt, von wo bereits Simony[2]) ein keilförmiges Werkzeug aus Serpentin abgebildet hat und von wo Freiherr von Sacken[3]) auch mehrere Hämmer und Äxte mit sorgfältig gebohrtem Stielloch erwähnt. Aus Nordtirol kennt Fr. v. Wieser[4]) nur verstreute Steinwerkzeuge aus dem Innthale, insbesondere ein schweres, durchbohrtes Hammerbeil, das am Fusse der Bockstallwand in der Ge-

1) Joh. Strobl, Von der diluvialen Fundstelle auf dem Hundssteig in Krems. Mitt. anthrop. Ges. in Wien XXXI. 1901. S. [42].

2) Die Altertümer vom Hallstätter Salzberg und dessen Umgebung. Beil. z. d. Sitzber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Phil.-hist. Kl. IV. 1850. Atlas Taf. VI. 4.

3) Das Grabfeld von Hallstatt in Oberösterreich. Wien 1868. S. 124.

4) Die österreichisch-ungarische Monarchie in Wort und Bild. Band XIII. Tirol.

meinde Angerberg gefunden worden ist.[1]) Aus dem Bereiche der Bühlmoränen stammmend, lehrt es uns ebenso wie die Hallstätter Funde, dass die neolithischen Bewohner jedenfalls erst nach dem Bühlstadium in die Alpen eingedrungen sind.

Kupferzeit.

Reichlichere Funde hat das Gebirge erst aus der jüngsten Phase der Steinzeit geliefert, in welcher das Kupfer zu verwenden begonnen wurde, aber noch kein eigentlicher Stil der Metallarbeiten erfunden war. Sie knüpfen sich vor allem an die tiefer gelegenen Seen des Salzkammergutes, wo am Atter- und am Mondsee Pfahlbauniederlassungen nachgewiesen worden sind, und an den in ansehnlicher Höhe betriebenen Bergbau auf Kupfer. In letzterer Hinsicht kommt namentlich das alte Kupferbergwerk von Mitterberg in Betracht. Es liegt am Südostfusse des Hochkönigs (2938 m), der sich links vom Pongauer Querthal erhebt. Hier auf der Wasserscheide zwischen den beiden bei Bischofshofen in die Salzach mündenden Thälern des Mühlbaches und des Gainfeldbaches befinden sich in 1500 m Höhe zahlreiche Pingen eines alten prähistorischen Bergbaues, der, wie M. Much[2]) ausgeführt hat, höchst wahrscheinlich das Material für die Kupferwerkzeuge der Mondseepfahlbauten geliefert hat. Wir sind hier nicht fern von der heutigen Baumgrenze, welche in der Nachbarschaft durchwegs unter 1800 m Höhe bleibt; der nahe gelegene Hochkail (1779 m) ragt gerade über sie hinaus. Wenn nun während des Daunstadiums mit der Schneegrenze auch die Baumgrenze 300—400 m tiefer war als heute, so lag damals das Gebiet des alten Mitterberger Bergbaues über dieser Grenze im Bereiche der Almen und Matten. Alles aber weist darauf hin, dass der Bergbau in der Nachbarschaft des Waldes betrieben wurde. Dies verlangt nicht bloss das angewandte Verfahren des Feuersetzens, das viel Holz benötigte, sondern namentlich auch die Thatsache, dass die Erze an Ort und Stelle geröstet wurden. Die Verhüttung erfolgte allerdings in etwas weiterem Umkreise. M. Much führt aus, dass das vorbereitete Erz in den Wald getragen wurde, um dort geschmolzen zu werden, und dass es in dem Masse, als der Wald durch den bedeutenden Verbrauch des Holzes für die Schmelzfeuer zurückwich, dem Walde nachgetragen wurde. Wenn er dann später erwähnt,[3]) dass bis 1893 mehr als 20 Schmelzplätze auf der Mitterbergalpe aufgefunden worden sind, die über das ganze Waldgebirge zerstreut sind, so lässt dies schliessen, dass zur Zeit des alten Kupferbergwerkes der Wald mindestens ebenso hoch reichte, wie in der Gegenwart. Schliesst die Lage des Bergbaus neben der Pongauer Weitung aus, dass er zur Zeit des Bühlstadiums existierte — denn damals war jene Weitung bis hoch hinauf ganz vom Eise erfüllt — und es ist auch undenkbar, dass er während des Gschnitzstadium getrieben wurde, als von der Übergossenen Alm Gletscher in die benachbarten Thäler reichten und die Schneegrenze knapp 500 m über der Mitterbergalp verlief, so ist der Waldreichtum der Umgebung, den er voraussetzt, unvereinbar selbst mit dem Daunstadium. Dies erhellt auch an der Kelchalpe südöstlich Kitzbühel. M. Much hat hier gleichfalls (Kupferzeit S. 264) einen alten Kupferbergbau nachgewiesen. Es liegt hoch über dem ehemaligen k. k. Berghause in 1900 m Höhe auf dem Kamme zwischen Laub- und Saalkogl. Dieser Kamm muss während des Daunstadiums nur wenige hundert Meter unter der Schneegrenze gelegen gewesen sein, was

1) Urgeschichtliche Einzelfunde aus Tirol. Zeitschr. d. Ferdinandeums. III. F. XXXVI. 1892.

2) Das vorgeschichtliche Kupferbergwerk. Wien 1879. Sonderabdruck aus dem V. Bande der Mitteilungen der k. k. Zentralkommission für Erhaltung der Denkmäler.

3) Die Kupferzeit in Europa und ihr Verhältnis zur Kultur der Indogermanen. Jena 1893. S. 264.

einen gleichzeitigen Bergbau nahezu ausschliesst. Es folgt hieraus nicht ohne weiteres, dass unser Bergbau jünger als das Daunstadium sein müsse; es ist auch möglich, dass er aus einer vorangegangenen milderen Interstadialzeit datiert. Den Entscheid hierüber können wir am Mitterberge und an der Kelchalpe nicht fällen; der Bergbau ist offenbar schon sehr frühe erloschen, da wir in seinem Bereiche nicht das geringste Eisenwerkzeug finden.

Hallstatt- und La Tènezeit.

Aber an einer anderen Stelle finden sich einschlägige Anhaltspunkte. Gleichfalls hoch im Gebirge liegt die uralte Stätte der Salzgewinnung zu Hallstatt. Der heutige Bergbau geht in 1000—1200 m Höhe um, wenig tiefer liegt das berühmte Gräberfeld der Hallstattperiode, dessen reiche Funde Freiherr von Sacken beschrieben hat; Szombathy, dem wir einen Plan des Feldes und seiner Umgebung danken, nimmt an, dass die Wohnstätten weiter westwärts in grösserer Höhe gelegen gewesen seien.[1]) Zahlreiche Funde im sogenannten Heidengebirge vergewissern, dass die alte Bevölkerung in ausgedehntem Masse Bergbau auf Steinsalz getrieben hat. Ferd. von Hochstetter[2]) hat über die Aufdeckung einer alten Taggrube berichtet, welche von etwa 1100 m Höhe an bis 140 m Tiefe geführt worden ist. Sie war in ausgedehntem Masse verspreizt. Die Werkhölzer bestanden, wie die neueren botanischen Untersuchungen von A. Burgerstein[3]) gelehrt haben, aus Lärchen-, Rotbuchen- und Eschenholz, vorgefundene Werkzeuge aus Rotbuchenholz, die Fackeln aus Spänen von Tannenholz; an ledernen Tragkörben befanden sich Stützen aus Eschenholz und ein Tragstab von Tannenholz. Auch ein ganzes, verschüttetes Blockhaus wurde entdeckt; seine nicht allzustarken Lärchenstämme lassen durch ihre weiten Jahresringe auf rasches Wachstum unter günstigen Bedingungen schliessen. Weitere von Burgerstein im Heidengebirge nachgewiesenen Holzarten rühren her von der Zirbe (Pinus Cembra), Eibe (Taxus baccata) und Erle (Alnus wahrscheinlich glutinosa). v. Sacken nennt ferner, ohne sich auf besondere botanische Bestimmungen zu berufen, einen Klotz von Lindenholz. Westlich vom Bergbau erhebt sich der Blassen (1952 m) hoch über die Baumgrenze (etwa 1600 m). An seinem Südfusse, auf der Dammwiese, dem Sattel zwischen dem Bergbau und der Durchgangsalpe, wurden, wie mir Herr Kustos Szombathy freundlichst mitteilte, in über 1300 m Höhe zahlreiche Funde aus der La Tène-Periode gemacht, aus denen unzweifelhaft hervorgeht, dass diese Höhe damals bewohnt war, vielleicht von Leuten, die Salz sotten. Burgerstein wies hier in den Hölzern Fichte, Tanne, Lärche, Eiche und Rotbuche nach. Eine Senkung der Baumgrenze um den gleichen Betrag, um den die Schneegrenze des Daunstadiums tiefer lag als die heutige, würde die Dammwiese über die Region des Baumwuchses, das Gebiet des etwas tiefer gelegenen Bergbaues bis hart an deren Grenze bringen. Die überaus reichliche Verwendung des Holzes beim Bergbau aber setzt die Nachbarschaft eines rasch wachsenden kräftigen Waldes voraus, wie denn auch die ganze reiche Hallstattkultur mit ihren Haustieren und ihrem Wildreichtum nicht denkbar wäre neben einem bis zu seinem Rande vergletscherten Dachsteinplateau, von welchem eine Gletscherzunge durch die Herrengasse bis nahe zum

1) Mitteilungen der prähistorischen Kommission d. k. Akademie d. Wiss. Wien. I. 1886. S. 6.

2) Über einen keltischen Bergbau im Salzberg von Hallstatt. Mitt. anthrop. Ges. Wien. XI. 1882. S. 65.

3) Mikroskopische Untersuchung prähistorischer Hölzer. Annalen d. k. k. naturhist. Hofmuseum. Wien 1901. XVI. S. 170.

Waldbachstrub herabhing. Werden doch auch Hölzer verwertet, die wie die Rotbuche, Esche und Eiche heute die obere Grenze ihrer Verbreitung in gleicher Höhe oder erheblich tiefer als das Salzbergwerk haben. Es ist die Gleichzeitigkeit des Daunstadium mit der Hallstatt- und La Tènezeit ebenso ausgeschlossen, wie mit der Kupferperiode. Ein Einzelfund erhebt dies für die Hallstattzeit zur Gewissheit: Herr Regierungsrat M. Much macht mich darauf aufmerksam, dass das Museum zu Hallstatt ein auf dem Dachsteinplateau gefundenes Bronzeschwert besitzt.

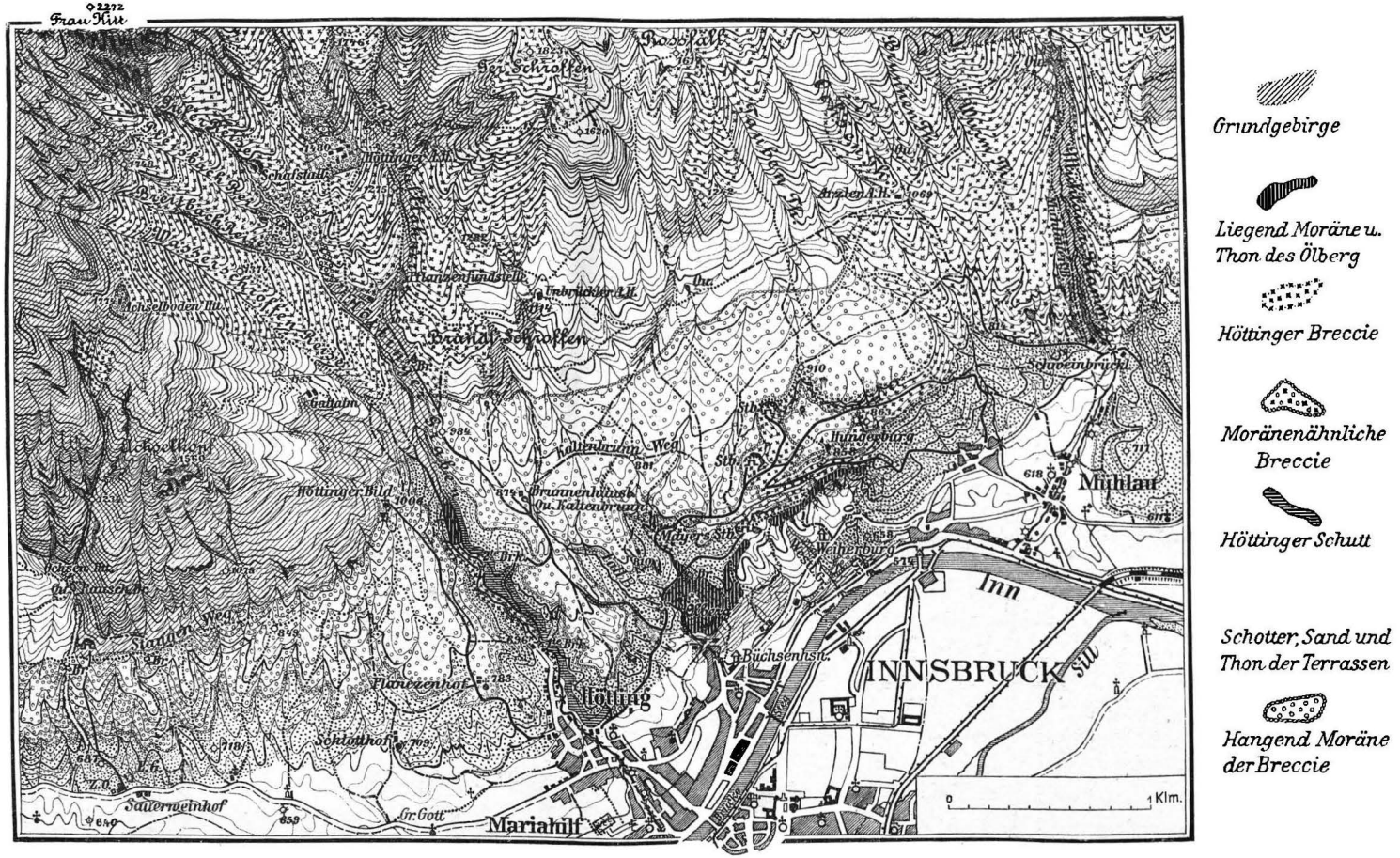
Bronze- und Römerzeit.

Einer der Einzelfunde, über die F. v. Wieser berichtet hat, schliesst aber auch die Gleichzeitigkeit der typischen Bronzezeit mit dem Daunstadium aus. v. Wieser bildet a. a. O. Taf. V, 5 eine lange, gerade Nadel ab, die in der Form mit solchen aus den Pfahlbauten des Überlinger Sees übereinstimmt. Sie ist auf dem Tuxer Joche (2340 m) gefunden, das während des Daunstadiums der Schneegrenze (2400 m) sehr nahe gelegen und wegen benachbarter Gletscher unzugänglich gewesen sein muss. Das Museum zu Chur bewahrt ferner eine Lanzenpitze aus Bronze, die auf dem Flüela-Passe, 2389 m, gefunden worden ist.[1]) Während des Daunstadiums muss die Passhöhe von Gletschern des Schwarzhorns bedeckt gewesen sein. Weiter ergiebt sich im Oberengadin, dass das Daunstadium auch nicht gleichzeitig mit der Römerzeit gewesen sein kann. Wagengeleise bezeugen, dass der Julierpass (2287 m) von einer Römerstrasse überschritten wurde, die vom Bergell auf den Maloja und dann aus dem Oberengadin nach Chur führte. Wissen wir zwar auch noch nichts Sicheres über die Grenzen des Daunstadiums im obersten Inngebiete, so steht doch fest, dass bei einer Herabdrückung der Schneegrenze um 300—400 m, wie wir sie als charakteristisch für jenes Stadium annehmen, der grosse Fornogletscher bis zum Maloja reichen und das südlich vom Julierpasse gelegene Firnfeld einen Gletscher zu ihm herab senden musste. Beide Pässe mussten während des Daunstadiums vergletschert sein.

Daunstadium älter als die Kupferzeit. Geologische Gegenwart.

So sehen wir denn, dass das Daunstadium nach der Kupferzeit weder in der Bronze- noch in der Hallstattperiode, weder in der La Tène- noch endlich in der Römerzeit untergebracht werden kann; es muss also früher datiert werden. Nun ist aber die jüngste noch ganz metalllose Steinzeit mit der Kupferzeit, während welcher eben die Verwendung dieses Metalls sich zu verbreiten begann, auf das innigste verknüpft — man denke nur an die Pfahlbauten —, und wir möchten daher nicht wagen, das Daunstadium in die jüngste neolithische Periode zu verweisen, sondern halten sie für älter als letztere, für älter als die Pfahlbauten im allgemeinen. Wenn nun schon die Prähistoriker den Beginn der Bronzeperiode in Mitteleuropa etwa 1500 v. Chr. annehmen, so müssen wir das Ende des Daunstadiums sicher noch viel früher, spätestens 2000—2500 v. Chr. ansetzen. Hiernach wäre in den letzten 4000—5000 Jahren keine grössere Herabsenkung der Schneegrenze in den Alpen eingetreten und das Klima, abgesehen von kleineren Schwankungen, konstant gewesen. So helfen uns die prähistorischen Funde die Übergangszeit nach der Würm-Eiszeit gegen die Gegenwart abzugrenzen und die Postglacialzeit zu gliedern in eine Post-Würmzeit mit noch erheblich tiefen Lagen der Schneegrenze, und die nach einigen Jahrtausenden zählende geologische Gegenwart, charakterisiert durch Gletscherschwankungen innerhalb enger Grenzen.

1) Vergl. auch Heierli. Urgeschichte der Schweiz. Zürich 1901. S. 240.



Karte der Verbreitung der Höttinger Breccie nördlich Innsbruck. 1 : 35000.

XI. Interglaciale Ablagerungen.

Die Höttinger Breccie. Litteratur über die Höttinger Breccie. Auftreten in der Innthalterrasse. Auftreten im Höttinger Graben. Pflanzenreste. Ausdehnung der Breccie. Interglaciales Alter und interglaciales Klima. Interglacialer Zustand der Alpen. Zugehörigkeit der Breccie zur Riss-Würm-Interglacialzeit. Beziehungen der Breccie zur Übertiefung. Post-Risszeit. Weitere interglaciale Ablagerungen. Spärlichkeit interglacialer Bildungen.

Die Höttinger Breccie.

Die Betrachtung der inneralpinen Moränenablagerungen hat uns bisher gezeigt, dass die Hauptmasse derselben nach der Würm-Eiszeit in einzelnen Stadien der sich zurückziehenden Vergletscherung entstanden ist. Nicht gerade reichlich sind die Moränen, die, in zurückgebliebenen Thälern auftretend, der Würm-Eiszeit selbst zugewiesen werden können. Moränen der älteren Eiszeiten haben wir bisher nicht kennen gelernt. Ihr Nachweis knüpft sich vornehmlich an eine Stelle des Gebirges, nämlich an das linke Innthalgehänge nördlich von Innsbruck. Hier findet sich, wie wir bereits erwähnt haben, die Höttinger Breccie, das fest verkittete Material alter Schutthalden und alter Schuttkegel, deren interglaciales Alter ich 1882 (V. D. A. Kap. XVIII) näher dargelegt habe. Seither haben meine Ergebnisse insbesondere durch die Untersuchungen von R. v. Wettstein über die fossile Flora der Breccie eine erfreuliche Bestätigung erhalten; die Höttinger Breccie ist nach wie vor das vornehmste Beweismaterial für eine Wiederholung eiszeitlicher Vergletscherungen in den nördlichen Ostalpen, an welches sich eine ziemlich reiche Litteratur knüpft. Wir stellen sie hier zusammen und führen in folgendem die Arbeiten kurz mit ihren Nummern an.

Litteratur über die Höttinger Breccie.

Abkürzungen: Jahrb. = Jahrbuch und Verh. = Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt in Wien; Zeitschr. = Zeitschrift des Ferdinandeums in Innsbruck.

1. A. Escher von der Linth, Beiträge zur Kenntnis der Tiroler und Bairischen Alpen. Neues Jahrb. f. Min. u. Geol. 1845. S. 540.

2. A. Morlot, Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen. 1847. S. 60.

3. Prinzinger, Geologische Notizen aus der Umgebung des Salzbergwerkes von Hall in Tirol. Jahrb. VI. 1855. S. 328.

4. Vorlage von Pflanzenresten aus der Breccie in der k. k. geol. Reichsanstalt. Jahrb. VIII. 1857. S. 367. 780.

5. A. Pichler, Beiträge zur Geognosie Tirols. S. 167. Zeitschr. 3. Folge. VIII. 1859.

6. A. Penck, Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882. S. 228—245.

7. A. Böhm, Über die Höttinger Breccie und ihre Beziehungen zu den Glacialablagerungen. Verh. 1883. S. 267—269.

8. J. Blaas, Notizen über die Glacialformation im Innthal. Verh. 1884. S. 19—20.

9. A. Böhm, Die Höttinger Breccie und ihre Beziehungen zu den Glacialablagerungen. Jahrb. XXXIV. 1884. S. 147—162.

10. C. v. Ettingshausen, Über die fossile Flora der Höttinger Breccie. Sitzb. k. Ak. d. Wissenschaft. Wien. I. Abteil. XC. 1884. S. 260—273.

11. J. Blaas, Über die Glacialformation im Innthale. Zeitschr. 4. Folge. XXIX. 1885. S. 28—36. 59—68.

12. J. Blaas, Reliefkarte des Verbreitungsgebietes der Höttinger Breccie 1 : 20 000. Reliefkarte der Weiherburg-Aufschlüsse 1 : 3333. Innsbruck. Wagners Buchh. 1885.

13. A. Penck, Über interglaciale Breccien in den Alpen. Verh. 1885. S. 363—366.

14. D. Stur, Vorlage der Flora von Hötting im Innthale nördlich von Innsbruck. Verh. 1886. S. 124—125.

15. D. Stur, Beitrag zur Kenntnis der Flora des Kalktuffes und der Kalktuffbreccie von Hötting bei Innsbruck. Abh. k. k. geol. Reichsanstalt. XII. No. 2. S. 33—56.

16. Ed. Palla, Zur Frage der Palmennatur der Cyperites ähnlichen Reste aus der Höttinger Breccie. Verh. 1887. S. 136.

17. Penck, Die Höttinger Breccie. Verh. 1887. S. 140.

18. R. v. Wettstein, Rhododendron Ponticum L. fossil in den Nordalpen. Sitzber. k. Akademie d. Wissensch. Wien. Math.-nat. Kl. Abt. I. 1888. S. 38—49.

19. J. Blaas, Die Höttinger Breccie und ihre Beziehung zur Wiedervergletscherung der Alpen. Berichte des nat. med. Ver. Innsbruck. 1889. S. 97—115.

20. A. Baltzer, Über das interglaciale Profil von Innsbruck. Mitt. naturf. Ges. Bern. 1890.

21. J. Blaas, Erläuterungen zur geologischen Karte der diluvialen Ablagerungen in der Umgebung von Innsbruck. Jahrb. XL. 1890. S. 21. 43—48.

22. A. Penck, Die grosse Eiszeit. Himmel und Erde. IV. 1891. S. 1—14. 74—86. 112—118.

23. R. v. Wettstein, Die fossile Flora der Höttinger Breccie und deren Bedeutung für die Geschichte der Pflanzenwelt. Zeitschr. d. Deutsch. u. Österr. Alpenvereins. 1892. S. 29—44.

24. R. v. Wettstein, Die fossile Flora der Höttinger Breccie. Denkschr. der math.-nat. Kl. d. k. Akademie d. Wissensch. Wien. LIX. 1892. S. 479—524.

25. A. Rothpletz, Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen. Stuttgart 1894. S. 94.

26. A. Rothpletz, Über eine ausgestorbene Flora des Innthales. Botanisches Zentralblatt. LVII. 1894. S. 376.

27. Penck, Brückner, Du Pasquier, Le système glaciaire des Alpes. Bull. Soc. des Sciences nat. de Neuchâtel. XXII. 1893/94. S. 60—69 des Sonderabdruckes.

28. J. Blaas, Nochmals die Höttinger Breccie. Verh. 1894. S. 153—155.

29. R. v. Wettstein, Bemerkungen zu dem Vortrage von A. Rothpletz: Über eine ausgestorbene Flora des Innthales. Botanisches Zentralblatt. LVIII. 1894. No. 5.

30. K. Keilhack, Die Vergletscherung der Alpen. Prometheus. VI. 1895. S. 441. 473.

31. R. Sieger, Die Glacialexkursion des sechsten internationalen Geologenkongresses. 1894. Globus LXI. 1894. No. 22.

32. H. R. Mill, The Glacial Land-forms of the Margins of the Alps. The Geographical Journal. V. 1895. S. 68.

33. L. Wehrli, Glaciale Reminiscenzen vom VI. intern. Geologenkonkress 1894. Sonderabdruck a. d. Neuen Zürcher Zeitung 1894. S. 12.

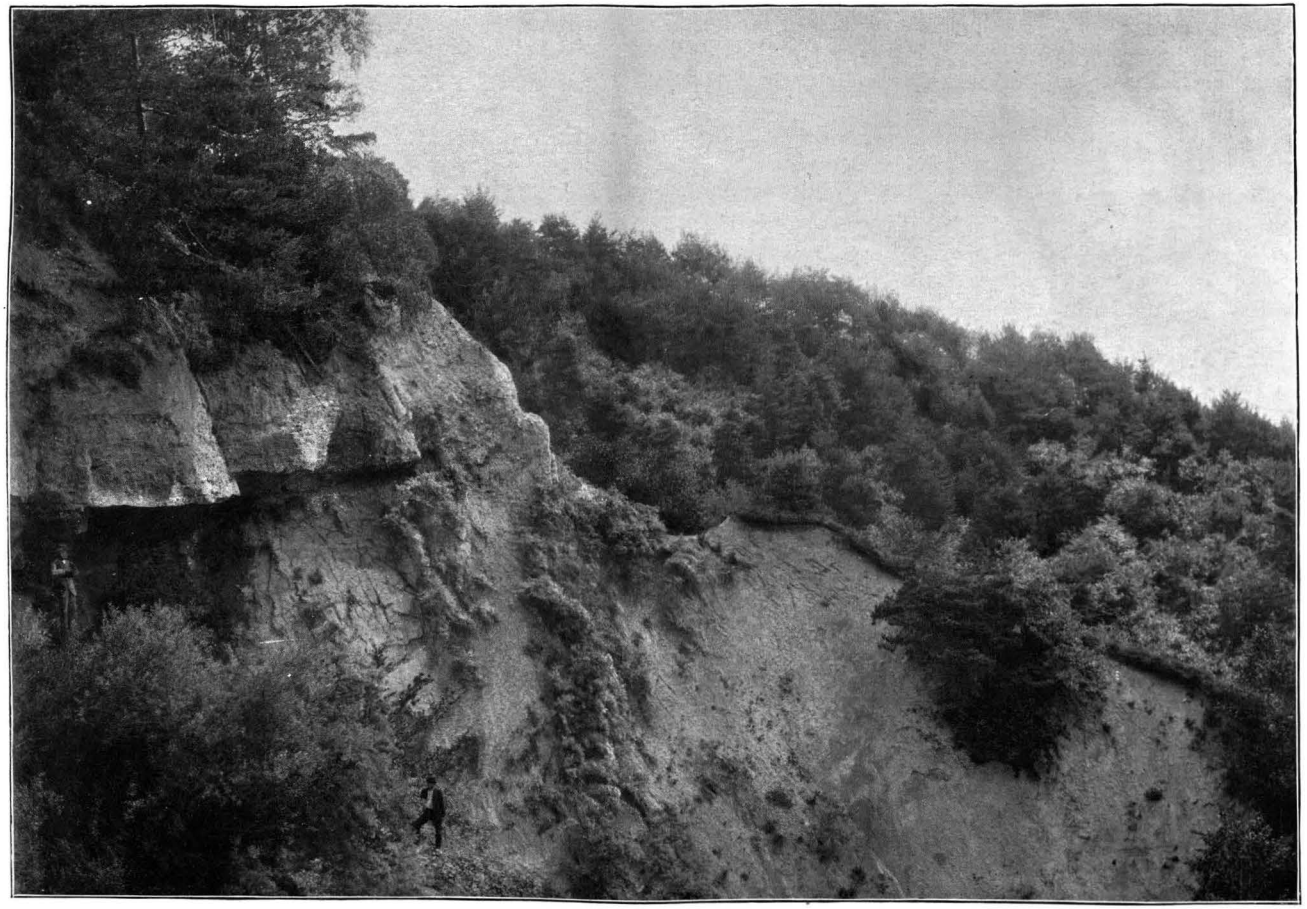
34. O. Ampferer und W. Hammer, Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. Jahrb. XLVIII. 1898. S. 289. 327.

35. J. Blaas, Geologischer Führer durch Tirol. 1902. S. 411.

Auftreten der Höttinger Breccie in der Innthalterrasse.

Unsere Karte stellt hauptsächlich nach der Karte von Ampferer und Hammer (**34**), den Aufnahmen von Blaas (**21**) und unsern eigenen Untersuchungen die Verbreitung der Höttinger Breccie dar. Sie lehrt, was auch die Modelle von Blaas eindringlich zeigen (**12**), dass unsere Breccie vornehmlich in zwei Gebieten vorkommt: als alte Schutthalde gelehnt an die Südflanke der Solsteinkette namentlich im Bereiche des Höttinger und des Mühlauer Grabens, sowie als alter Schuttkegel, bis unter 700 m herabreichend, als Glied des Innthale Mittelgebirges. Die letztere Partie der Breccie wird in den grossen Steinbrüchen ausgebeutet, welche durch die rötliche Farbe ihres Gesteins weithin sichtbar sind. Hier, vor allem im grössten, dem Mayerschen, wird die Breccie in 800—900 m Höhe von Moränen überlagert; unter denselben ist sie geglättet und geschrammt; in ihnen kommt sie als Geschiebe vor. Weiter gegen Osten und Westen wird sie von den Schottern der grossen Innthalterrasse bedeckt, in denen auch ab und zu Gerölle von ihr auftreten. Als Liegendes dieser in der Innthalterrasse gelegenen Partie der Breccie treffen wir in 720—740 m Höhe Moränen. Sie heben sich in den Wasserrissen durch ihre bläuliche Farbe scharf von ihrem rötlichen Hangenden ab; so sehen wir sie schon vom rechten Innufer in dem Graben östlich vom

M



B

B

M

M

M

Auflagerung der Höttinger Breccie (B) auf Grundmoräne (M) im östlichen Weiherburggraben bei Innsbruck.
(Nach einer Photographie von A. E. Forster in Wien.)

Schlosse Weiherburg.[1]) Sie sind hier an eine Aufragung von Dolomit gelagert und fallen bergwärts ziemlich steil unter die Breccie ein, was ich früher (V. D. A. Taf. II. Fig. 1 u. 2) näher dargestellt habe und in unserm gegenüberstehenden Vollbilde zu sehen ist. Diese Art der Lagerung hat bei einzelnen Besuchern, anfänglich bei A. Böhm (**9**, S. 150), ferner, wie Blaas berichtet, bei Vacek (**11**. S. 35), sowie endlich bei Rothpletz (**25**) den Gedanken erweckt, als ob hier nachträgliche Einpressungen vorlägen, was, wie A. Böhm nach einem Besuche, den wir gemeinsam der Breccie machten (**7** u. **9**), und Blaas (**11. 28**) ausführlich zeigten, nicht möglich ist. Auch Baltzer (**20**), sowie die Teilnehmer der Glacialexkursion des internationalen Geologenkongresses Zürich (**31. 32. 33**), die ich im Verein mit Brückner und Du Pasquier in den östlichen Weiherburggraben führte, vergewisserten sich hier von der Auflagerung. Es handelt sich nicht bloss, wie Rothpletz behauptet, um eine einzige Stelle, wo die Moräne unter der Breccie ausstreicht, sondern um eine ganze Serie von solchen. Auch der Graben westlich der Weiherburg erschliesst die Überlagerung (V. D. A. Taf. II. Fig. 4); ich habe sie seither noch unter dem Mayerschen Steinbruch festgestellt, also im ganzen auf einer Strecke von 500 m in jeder Entblössung. In einer Verästelung des Grabens östlich der Weiherburg fand ich östlich vom grossen Aufschlusse 1891 zwischen Breccie und Moräne eine kohlige Partie. Am Fahrwege, welcher von Hötting zu den Steinbrüchen führt, passieren wir am Ölberge eine nunmehr fast ganz abgetragene Breccienpartie, die auf Bänderthon aufruht. Letzterer fällt in das Niveau der weiter östlich erschlossenen Liegendmoräne. Blaas hat in ihm Zapfen von Pinus montana gefunden (**8. 11.** S. 33) und die Überlagerung durch die Breccie sehr genau festgestellt (**21.** S. 45), sodass es nunmehr eine 1 km lange Strecke ist, längs welcher wir in fünf verschiedenen Einzelprofilen die Breccie **auf Glacialbildungen** kennen.

Während der Drucklegung dieses Bogens habe ich beobachtet, dass das Gebiet der Liegendmoränen unter dem Ölberg weniger ausgedehnt ist, als auf dem Kärtchen S. 383 angegeben. Nördlich Büchsenhausen fand ich beim Anstiege auf die Innthalterrasse eine Moräne, die sich durch die Führung von Geschieben der Breccie als Hangendmoräne charakterisiert. Ihr Auftreten bestärkt mich in der Annahme, dass die S. 326 erwähnten Moränen vom Terrassenabfalle Hangendmoränen sind, als welche sie auf unserm Kärtchen dargestellt sind.

Auftreten im Höttinger Graben.

Weitere Aufschlüsse liefert der Höttinger Graben. Bei den obersten Häusern von Hötting treffen wir die rote Breccie bereits in weniger als 700 m Höhe wieder; sie wird überlagert vom Höttinger Schutt, der grosse Fragmente von ihr enthält (vergl. S. 326). Wir verfolgen die Breccie bis oberhalb der zweiten Brücke (V. D. A. Taf. II. Fig. 3) und kommen dann wieder auf Moräne, die in tieferem Niveau ansteht. Ihre Überlagerung durch die Breccie, die 1880 und 1881 nicht erschlossen war — Blaas bezeichnete die Verhältnisse hier als unklar (**19.** S. 48 vergl. auch **35**) —, war 1890 im Bachbette in 800 m Höhe blossgelegt. Zwischen Moräne und Breccie schaltete sich hier ein Lager gelben Mergels mit Resten von Schneckenschalen. F. von Sandberger bestimmte darunter: Helix villosa Drap., Helix tenuilabris A. Braun, Pupa muscorum L., Cionella lubrica Müll., Clausilia sp. (**27.** S. 68). Die erstgenannte Art ist eine alpine, die zweite eine nördliche, die übrigen sind weit verbreitet. Eine typische Gebirgsfaunula.

1) Abbildungen in 22 nnd in Neumayrs Erdgeschichte. 2. Aufl. 1895. Bd. II S. 426. Auf einer Ansicht „Innsbruck von Süden" in Kirchhoffs Länderkunde von Europa. I. 2. 1889. S. 98 ist die Verbreitung der Höttinger Breccie angedeutet.

Weiter im Höttinger Graben aufwärts steigend, verlieren wir zunächst eine Strecke weit die Breccie und begegnen ihr erst wieder, wenn wir von der Terrasse auf das Berggehänge übertreten. Da sehen wir zunächst unsere rote Breccie, welche ihre Färbung beigemengten Fragmenten eines roten Sandsteins dankt, überlagert von der weissen, die weiter aufwärts oberhalb des Ausbisses des roten Sandsteins herrscht (**17. 19**). Diese weisse Breccie hat im allgemeinen die steile Schichtung von Schutthalden, sie besteht aus einem Wettersteinkalkgries, der nicht allzufest verkittet ist und dessen Fragmente häufig durch leere Zwischenräume getrennt werden. Auch diese Breccie wird von Moränen überlagert, so an der Höttinger Alm. Von hier, wo die Oberfläche der Breccie unter den hangenden Moränen geglättet ist, ziehen sich letztere über ihr bis 1820 m empor, also bis über die mutmassliche obere Grenze der Bühlvergletscherung, und weiter westwärts gegen die Achselbodenhütte ist sie bis gegen 1800 m Höhe mit zentralalpinen Geschieben überstreut. Wir sind hier nahe an der oberen erratischen Grenze, jedenfalls hoch über der des Bühlstadiums, und erkennen hier, dass unsere Breccie, die im Bereiche der Innthalterrasse lediglich älter erscheint als die Achenschwankung, auch älter ist als die letzte der eiszeitlichen Vergletscherungen, als die der Würm-Eiszeit.

Dort, wo die drei von den Abfällen der Frau Hitt kommenden Wasserrisse, die Gufer-, Pleisbach- und Breitbach-Reise, zusammenlaufen, findet sich unter der in fast 100 m hohen Wänden abbrechenden typischen, löcherigen, deutlich bankweise geschichteten weissen Breccie eine anders beschaffene, nämlich ein dichtes ungeschichtetes, gut verkittetes Haufwerk von grossen Blöcken, unter denen solche von mehreren Kubikmetern Inhalt häufig sind. Ab und zu kommen darin auch gekritzte Geschiebe vor, die an einer Stelle, einer Höhle in der Breccie, dem sogenannten Schafstall, bereits wiederholt konstatiert worden sind (**9.** S. 158; **19.** S. 108), und auch sonst gelegentlich vorkommen. Wir haben daher diese Ablagerung, die wir auf unserer Karte S. 383 als moränenähnliche Breccie bezeichnen, bereits 1894 (**27.** S. 66) als zämentierte Moräne gedeutet. Über ihr kommen unter der normalen Griesbreccie in 1400 m Höhe nicht unbeträchtliche Quellen zum Vorschein. Wir haben also an drei verschiedenen Stellen unter der Höttinger Breccie Moränen; während aber diejenigen am Abfalle des Mittelgebirges zähe Schlammmoränen sind, voller ausgezeichnet geschrammter Geschiebe (Abbildung **22.** S. 83) und durch viel zentralalpines Material als Ablagerungen eines Inngletschers gekennzeichnet, waltet in den Moränen des Höttinger Grabens Kalk vor; gekritzte Geschiebe sind nur unten noch häufig, sie werden oben mehr und mehr von Bruchschutt verdrängt, zugleich werden die zentralalpinen seltener; ich konnte sie zuerst in Gemeinschaft mit A. Böhm (**9**) und später wiederholt (**27.** S. 66) auch noch in der oberen Moräne bis über 1300 m hinauf verfolgen. Es ist also der Ablagerung der Höttinger Breccie ein im Innthale bis über 1300 m Höhe reichender Gletscher vorausgegangen; auf ihn können wir die allenthalben in der roten Breccie vorhandenen und stellenweise sogar recht häufigen Gerölle zentralalpinen Ursprungs zurückführen, die nur ein flüchtiger Besucher übersehen kann (**25**). Sie wurden auch von den Teilnehmern der Glacialexkursion gefunden (**31. 33**).

Pflanzenreste.

Erschliessen die westlichen Quellbäche des Höttinger Grabens auch in grösserer Höhe eine Auflagerung der Breccie auf Moräne, so schneidet der östliche Einriss des Rossfalllahners jene Breccienpartie an, in welcher A. Pichler (**5**) Pflanzenreste entdeckt

hat. Die Fundstelle liegt am linken Gehänge des Einrisses, etwa 300 m oberhalb seiner Mündung in den Höttinger Graben; sie ist von R. v. Wettstein näher geschildert und abgebildet worden (24. S. 481. Taf. I). Der Einriss schneidet hier 30 m hoch den roten Sandstein an, darüber breitet sich in etwa 10 m Mächtigkeit eine sehr mörtelreiche weisse Breccie, die ihrerseits wieder in 1150 m Höhe von gröberer überlagert wird. Die 10 m mächtige mörtelreiche Breccie enthält die Pflanzenreste, nicht schichtweise eingebettet, sondern das stellenweise sehr feinkörnige Gestein quer durchsetzend, als ob sie bei plötzlicher Ablagerung desselben verschüttet worden wären.

Stur hat den Gedanken ausgesprochen, dass die pflanzenführende mörtelreiche Breccie älter sei als die rote Breccie der Innthalterrasse und hat die ihr zugeschriebene Sonderstellung durch die Bezeichnung „Kalktuff und Kalktuffbreccie" hervorgehoben (14. 15). Ich habe bald darauf gezeigt, dass die weisse Breccie nicht bloss im Mühlauer Graben, wie ich bereits 1882 erkannt hatte (V. D. A. S. 230), sondern auch im Höttinger Graben die rote überlagert (17). Blaas erwähnt (19. S. 109), dass im Sommer 1887 Stur sich mehr als acht Tage lang dem Studium der fraglichen Verhältnisse an Ort und Stelle widmete; wir dürfen annehmen, dass er selbst darüber berichtet haben würde, wenn er in der Natur Stützen seiner Ansicht gefunden hätte.

Die Pflanzenreste der Breccie sind zunächst von Unger als miocän bestimmt worden (4. 5); eine erneute Untersuchung durch v. Ettingshausen ergab ihr quartäres Alter (10), worauf D. Stur neuerlich für ihr miocänes eintrat (14. 15), indem er meinte, dass auch Palmenreste vorlägen. Palla zeigte jedoch (16), dass die Bestimmung, auf welche noch Keilhack Bezug nimmt (30), falsch ist, und v. Wettstein konnte bald hernach darthun (18), dass gewisse Blattreste, welche Unger auf Persea, Laurus, Laurinea und Quercus zurückgeführt und die v. Ettingshausen als Daphne, Stur als Actinodaphne bestimmt hatten, zu Rhododendron Ponticum gehören, worauf ich bereits seitens eines bekannten Botanikers (Engler, vergl. 17) aufmerksam gemacht worden war. von Wettstein hat sodann eine Monographie der Gesamtflora geliefert (24), nachdem er kurz zuvor sich über sie in einem populären Aufsatze verbreitet hatte (23), und Baltzer (20) neben Rhododendron Ponticum auch einige weitere, auf heutige Arten zu beziehende Pflanzenreste nach den Bestimmungen von Ed. Fischer in Bern (Majanthemum bifolium Schmidt, Fagus silvatica L.) angeführt hatte. Einigen Bemerkungen, welche Rothpletz (26) gegen die Richtigkeit der Bestimmungen von Wettsteins gemacht hat, ist letzterer mit überzeugenden Argumenten entgegengetreten (29).

Wir geben in folgendem ein Verzeichnis der von v. Wettstein nachgewiesenen Arten:

Sehr häufig sind: 1. Rhododendron Ponticum L., 2. Pinus silvestris L., 3. Picea sp. (nahestehend excelsa und Omorica), 4. Acer Pseudo-Platanus L., 5. Rhamnus Frangula L., 6. Salix nigricans Sm., 7. Fagraria vesca L., 8. Adenostyles Schenkii sp. n. (nahe verwandt mit A. crassifolia Kern.), 9. Prunella vulgaris L.

Häufig sind: 10. Polygala Chamaebuxus L., 11. Viburnum Lantana L., 12. Salix glabra Scop., 13. Salix incana Schrk., 14. Salix triandra L., 15. Taxus Hoettingensis sp. n. (vielleicht identisch mit T. baccata L.), 16. Taxus baccata L., 17. Majanthemum bifolium (L.) DC.

Selten sind: 18. Viola odorata L., 19. Rhamnus Hoettingensis sp. n. var. mit Rh. latifolia L'Hér. 20. Orobus aff. vernus L., 21. Potentilla micrantha Ram., 22. Ribes alpinum L., 23. Cornus sanguinea L., 24. Hedera Helix L., 25. Bellidiastrum Michelii, 26. Tussilago prisca sp. n. (sehr nahe verwandt mit T. Farfara L.), 27. ? Arbutus Unedo L., 28. Prunella grandiflora Jacq., 29. Buxus sempervirens L., 30. Ulmus campestris L., 31. Salix grandifolia Ser., 32. Salix Caprea L., 33. Juniperus communis L., 34. Nephrodium filix mas (L.) Rich.

Nur in einem Exemplare sind gefunden: 35. Tilia grandifolia, 36. Prunus avium L., 37. Rubus caesius L., 38. Sorbus Aria Cr., 39. Sorbus Aucuparia L., 40. Alnus incana L. (unter zahlreichen Cupuliferenblättern), 41. Convallaria majalis L.

Von den überaus häufigen grasartigen Blättern können einige auf 42. Carex bezogen werden, andere auf Cyperaceen oder Gramineen; letztere werden als 43. Cyperites Hoettingensis zusammengefasst.

Ausserdem führt Baltzer (20) ein Blatt an, über dessen Identifikation mit Fagus silvatica L. kaum ein Zweifel bestehen kann. Dass unter zahlreichen Cupuliferenblättern möglicherweise solche

von Fagus, Carpinus und vielleicht Ostrya vorkommen, hatte bereits v. Wettstein erwähnt. Wir glauben daher seine Liste um die genannte Art als No. 44 ergänzen zu dürfen

Von den 42 sicher bestimmten Arten sind 4 neu; dieselben besitzen aber unter den lebenden nahe Verwandte. Alle übrigen sind noch lebend; keine einzige ist aus dem Tertiär bekannt. Die Flora ist entschieden quartär; das vollständige Fehlen von Palmenresten wird eigens hervorgehoben. 30 der angeführten Arten (5/7) leben noch in gleicher oder ähnlicher Form in der nächsten Umgebung der Fundstelle, weitere 6 (1/7) noch in Nordtirol, aber nur in tieferem Niveau, die letzten 6 (1/7), fehlen heute in Nordtirol gänzlich und haben auch hier keine Verwandten. Erscheinen von den letzteren 6 zwar Arbutus Unedo und Taxus Hoettingensis, dieser wegen der Unsicherheit seiner verwandtschaftlichen Beziehungen, jener wegen der Unsicherheit der Bestimmung, nicht geeignet für Gewinnung pflanzengeographischer Schlüsse, ist ferner auch Orobus vernus, der in Nordtirol fehlt, aber ringsum verbreitet ist, in dieser Richtung unverwertbar, so sind doch zwei von ihnen, Rhododendron Ponticum und Buxus sempervirens entschieden südliche Formen, und die neue Art Rhamnus Hoettingensis hat die meiste Ähnlichkeit mit der südlichen, auf den Kanarien vorkommenden Rhamnus latifolia. Unsere Flora erhält durch die letztgenannten 3 Arten ein entschieden südliches Gepräge, das um so mehr hervortritt, als in ihr trotz ihrer Meereshöhe von 1150 m boreale und alpine Typen fehlen.

Ausdehnung der Breccie.

Die Höttinger Breccie ist am Innthalgehänge viel weiter verbreitet, als auf den Karten von Blaas (**11. 19**) angegeben ist. Bereits 1890 verfolgten wir sie im Bereiche der Höttinger Alp bis über 1900 m Höhe empor, so nördlich der Almhütten und gegen den Frau Hitt-Sattel. Seither haben Ampferer und Hammer (**34**) sie auch auf der Ostseite der Alpe bis zum Gerschrofen (1823 m) verfolgt und ihre weite Verbreitung, hinauf bis zu 1700 m im Bereiche des Mühlauer Grabens, kartographisch festgelegt. Weitere Vorkommnisse fand ich 1890 bis 100 m über die Jägerhütte (1477 m) über der Kranewitter Klamm; ein tief gelegenes, durch zahlreiche Urgebirgsgerölle ausgezeichnetes giebt Blaas zwischen Ötzthaler- und Kerschbuchhof (**11** S. 51) an; es reicht bis 80 m über den Inn herab. Im weiteren Umkreise verzeichnete ich 1882 (V. D. A. S. 245) Breccien auf der Höhe des Thürl am Haller Salzberge; sie sind seither wieder von Ampferer und Hammer beobachtet worden, und wenn ich auch nunmehr geneigt bin, die weiter aufgeführten Vorkommnisse vom Vomper Bache und von Wallgau am Inn anders zu deuten (vergl. S. 325), so bin ich andererseits in der Meinung bestärkt worden, dass Äquivalente der Höttinger Breccie namentlich in der Mieminger Kette verbreitet sind. Hier kannte ich 1882 nur ein Vorkommnis einer alten Breccie auf der Südseite des Marienberger Jöchl, ich fand ihre Oberfläche hier geschrammt; seitdem habe ich ein weiteres am Wege von Telfs zur Niederen Munde gefunden: es lehnt sich an den Abfall des Kaarkopfes und reicht hier bis 1800 m empor; im Thale bei Hinterecken (unterhalb Höhenzahl 1293 m der Or.-Aufn.) enthält es kleine erratische Geschiebe und wird von Moräne bedeckt. Ampferer und Hammer (**34**), die dies Vorkommnis auch kennen, erwähnen ferner Breccie vom höchsten Judenköpfle (2194 m) und heben hervor, dass sie auch hier Urgebirgsgerölle enthält, was ich am Marienberger Joche und an der Niederen Munde nicht bemerkte.

Interglaciales Alter und interglaciales Klima.

Das Gesamtauftreten der Höttinger Breccie an den Südflanken der Solstein- und Mieminger Kette charakterisiert sie als eine interglaciale Gehängebildung. Sie ist allenthalben älter nicht bloss als die Terrassenablagerungen des Innthales, sondern auch als die höchsten, der Würm-Eiszeit angehörigen erratischen Blöcke. Andererseits wird sie nördlich Innsbruck von Moränen eines mächtigen Thalgletschers unterlagert, dessen Spuren wir in Gestalt von erratischen Geschieben hier bis über 1300 m Höhe hinauf verfolgen

können. Noch höher reichen sie in der Mieminger Kette, wo das höchste Vorkommnis der Breccie in beinahe 2200 m Höhe, wie Ampferer und Hammer berichten, noch erratisches Material enthält; in solcher Höhenlage können wir es nur durch Annahme eines früheren Gletschertransportes erklären, der mindestens so hoch emporgereicht haben muss, wie die letzte der eiszeitlichen Vergletscherungen. Es ist die Ablagerung der Höttinger Breccie erfolgt zwischen zwei Vergletscherungen von der Ausdehnung der eiszeitlichen, die eine Herabdrückung der Schneegrenze bis auf mindestens 1200 m unter deren heutiges Niveau voraussetzen. Dabei aber entstand sie zu einer Zeit, als die heute wegen ihrer günstigen Exposition eine besonders reiche Vegetation tragenden Südgehänge eine Pflanzengenossenschaft mit noch ausgesprochenerem südlichem Einschlag trugen. v. Wettstein hebt deren grosse Verwandtschaft mit der heutigen pontischen Waldflora hervor, die durch das Rhododendron Ponticum ihr charakteristisches Gepräge erhält. Diese Flora gedeiht rund 5 Breitengrade weiter südlich in einem Gebiete, wo die mittlere Jahrestemperatur im Meeresniveau um mindestens 3° höher ist, als die der Gegend von Innsbruck. Es ist nicht denkbar, dass die Höttinger Flora unter den heutigen klimatischen Verhältnissen der Gegend in 1150 m Höhe fortkommen könnte; sie verlangt ein ausgesprochen milderes Klima. Raddes[1]) Schilderungen, der pontischen Waldflora bestätigen dies. Nach ihm reicht Rhododendron Ponticum hier bis 1500 m, also nur 350 m höher als die Höttinger Fundstelle liegt. Nehmen wir dazu, dass die zahlreichen Reste von Rhododendron Ponticum daselbst, wie v. Wettstein ganz allgemein für die Höttinger Flora hervorhebt, von kräftigen Exemplaren herrühren, so können wir kaum annehmen, dass sie gerade sehr nahe an der oberen Grenze dieser Art gewachsen sind; letztere dürfte daher in den Alpen kaum tiefer als heute am kolchischen Gestade gewesen sein. Heute haben wir dort an der oberen Grenze unserer Pflanze, nach dem Mittel der Temperatur von Trapezunt (14.5°) zu urteilen, eine Jahrestemperatur von 7° zu erwarten; die der Höttinger Pflanzenfundstelle berechnet sich, nach der von Innsbruck (8°) zu etwas über 5°, ist also um beinahe 2° niedriger. Rhododendron Ponticum kommt heute wild wachsend in einem Gebiete vor, wo die Schneegrenze in über 3000 m Höhe verläuft, selbst dort, wo sie, wie auf der Südseite des Kaukasus, durch reichliche Niederschläge aussergewöhnlich herabgedrückt ist; über der Fundstelle von Hötting verläuft aber die mutmassliche heutige Schneegrenze in 2600—2700 m Höhe, rund 400 m tiefer, als die aussergewöhnlich tief herabgedrückte des südwestlichen Kaukasus. Wie wir auch die Sache betrachten, die Höttinger Flora setzt mindestens eine um 2° höhere mittlere Jahrestemperatur und eine um etwa 400 m höhere Lage der Schneegrenze voraus, als sie heute herrschen. Man muss mindestens auf die Südseite der Alpen gehen, um die entsprechenden klimatischen Verhältnisse zu finden. Die Stadt Bormio hat hier in 1230 m Höhe dieselbe Jahrestemperatur wie die obere Grenze der pontischen Alpenrose (6.9°) und zugleich liegt hier die Schneegrenze in über 3000 m Höhe, aber nicht an der feuchten Wetterseite, sondern im trockenen Innern des Gebirges. Allerdings könnte eingewendet werden, dass unsere Pflanze vielleicht früher anderen klimatischen Verhältnissen angepasst war, als heute; allein ihre lederartigen grossen Blätter schliessen aus, dass sie je in einem schneereichen Klima gedeiht, wie es heute auf der Höttinger Alm herrscht. Dazu kommt, dass neben ihr

1) Grundzüge der Pflanzenverbreitung in den Kaukasusländern. Leipzig 1899. S. 180.

die Reste einer anderen Pflanze gefunden werden, die, wild wachsend, gleichfalls ein wärmeres Klima verlangt und tief unter der Schneegrenze bleibt, nämlich Buxus sempervirens. Radde berichtet (S. 182), dass diese Pflanze sich im kolchischen Waldgebiete nur bis 1200 m Höhe findet. Sie wächst dort heute nicht höher, als früher bei Innsbruck, und bleibt mindestens 1800 m unter der Schneegrenze. Höher reicht sie in den Seealpen. Im oberen Varthale steigt sie bis 1600 m Höhe an, bleibt aber auch hier 1500—1600 m unter der heutigen Schneegrenze.

Interglacialer Zustand der Alpen. Umschüttung.

Wenn aber die Höttinger Flora eine um mindestens 2° höhere Jahrestemperatur und eine um wenigstens 400 m höhere Lage der Schneegrenze verlangt, als wir sie gegenwärtig beobachten, so erscheint uns eine gleichzeitige Vergletscherung der Alpen von der Ausdehnung der heutigen ausgeschlossen. Hebt sich die Schneegrenze um 400 m, so schwinden nicht bloss sämtliche Gletscher aus den Kalkalpen, sondern auch die meisten zentralalpinen; denn die Schneegrenze käme in den Hohen Tauern und Zillerthaler Alpen in 3100—3200 m, in den Ötzthaler Alpen in 3300—3400 m zu liegen. Nur die höchsten Gipfel des Gebirges würden noch über sie aufragen und kleine Hängegletscher tragen. So lehrt uns denn die Höttinger Breccie durch ihre Lagerungsverhältnisse und ihre Flora, dass zwei grosse Vergletscherungen von den Massen der eiszeitlichen getrennt waren durch eine gletscherarme Zwischenzeit; sie lässt uns erkennen, dass wenigstens einmal ein interglacialer Eisrückzug bis in die innersten Winkel des Gebirges stattgefunden hat. Sie führt uns ferner die klimatische Verschiedenheit zwischen einer interglacialen und einer interstadialen Zeit vor Augen, wenn wir die durch sie angezeigte Bewegung der Schneegrenze mit der in der Achenschwankung vergleichen. Während letzterer hatte sich die Schneegrenze im Vergleiche zur heutigen auf — 700 m gehoben und war dann wieder auf — 900 bis — 1000 m gefallen, sie hatte also eine Aufwärtsbewegung von 200—300 m gemacht, bei Ablagerung der Breccie lag sie aber mindestens 1600 m höher als zuvor und hernach. Auch zeitlich zeigt sich eine grosse Verschiedenheit zwischen Schwankung und Interglacialzeit. Allerdings ist die Dauer der Achenschwankung keineswegs gering; sie beziffert sich auf mehrere Denudationsmeter im Inngebiete. Die Ablagerung der Höttinger Breccie erheischt aber eine viel längere Zeit. Wir überzeugen uns davon sofort, wenn wir ins Auge fassen, dass die Breccie nördlich Innsbruck nicht weniger als 10 qkm einnimmt und dass sie hier in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von gewiss über 60 m entfaltet ist. Dabei stammt ihr Material grösstenteils von einem Thalgehänge von 7 km Länge und kaum 3 km Breite; auf dies Gehänge gleichmässig verbreitet, würde es dasselbe im Durchschnitte um mindestens 30 m erhöhen. Wir können die Dauer der Ablagerung der Höttinger Breccie also auf mindestens 30 Denudationsmeter eines Thalgehänges veranschlagen, während wir die des Innthaler Stausees während der Achenschwankung auf 3 Denudationsmeter schätzten. Allerdings handelt es sich im ersteren Falle nur um Abtragung des Innthalgehänges, im letzteren um die des ganzen Innthalgebietes, was sich nicht in strenge Parallele bringen lässt. Wenn wir uns aber vergegenwärtigen, dass die Schuttbildung seit dem Schwinden der letzten Vergletscherung der Gegend von Innsbruck nicht im entferntesten sich mit der durch die Höttinger Breccie angezeigten vergleichen lässt, so müssen wir für Entstehung der letzteren viel mehr Zeit verlangen, als nach dem Bühlstadium verstrichen ist. Weiter ist die Verbreitung der Breccie lehrreich: sie reicht vom Thale bis fast auf den First des Gebirges, bis auf 2000 und 2200 m Höhe empor.

Das weist darauf, dass die Verhüllung des Gebirges mit seinem eigenen Schutte so weit gediehen war, dass nur noch schmale und wenig hohe Grate aufragten. Ein solcher Zustand setzt eine sehr lang anhaltende Zerstörung voraus; er ist nirgends in den nördlichen Kalkalpen seit der Würm-Eiszeit erreicht worden, denn er bezeichnet eine weitgehende Vernichtung der Hochgebirgsformen.

Zugehörigkeit der Breccie zur Riss-Würm-Interglacialzeit.

Es erübrigt nunmehr, die durch die Höttinger Breccie angezeigte Interglacialzeit mit einer der drei Interglacialzeiten in Parallele zu bringen, die zwischen den vier Eiszeiten des Alpenvorlandes anzunehmen sind. Einen ersten Anhaltspunkt dafür haben wir durch den Nachweis gewonnen, dass die Breccie nicht bloss älter als die Innthalterrasse mit ihren Ablagerungen der Achenschwankung und des Bühlstadiums, sondern auch älter als die der Würm-Eiszeit angehörigen erratischen Blöcke nahe der Schliffgrenze ist. Für die Altersbestimmung der Liegendmoränen liegen keine gleich sicheren Anhaltspunkte vor; wir können sie ebenso auf die Riss-, wie auf die Mindel- und Günz-Eiszeit zurückführen; aber mit grösserer Wahrscheinlichkeit auf die erstgenannte, als auf die beiden letztgenannten, da die Spuren älterer Eiszeiten gewiss in grösserem Umfange zerstört worden sind, wie die der jüngeren. Wir stellen daher die Höttinger Breccie gleich den Deltas von Salzburg und Rosenheim in die Riss-Würm-Eiszeit.

Ich habe die Breccie früher (V. D. A. S. 242) zur ersten meiner damals unterschiedenen beiden Interglacialzeiten gerechnet, also zur Günz-Mindel- oder Mindel-Riss-Interglacialzeit. Ich folgerte damals aus dem Reichtum des Höttinger Schuttes an grossen Urgebirgsgeschieben, der sehr absticht von dem gewöhnlichen Zurückstehen derselben in der Breccie, dass zwischen Ablagerung derselben und der des Schuttes eine Vergletscherung stattgefunden habe, welche jene Geschiebe herbeiführte; da nun nach seiner Anhäufung eine neue Vergletscherung erfolgt ist, die ihn mit Moränen bedeckte, so mutmasste ich, dass nach Ablagerung der Breccie zwei Vergletscherungen der Gegend erfolgten. Da ich dieselben mit subalpinen identifizierte, musste ich notwendigerweise die Ablagerung der Breccie in den Anfang des Eiszeitalters verlegen. Das lässt sich heute nicht mehr halten. Zwar hat sich gezeigt, dass die 1882 nur gemutmasste Vergletscherung wirklich stattgefunden hat — wir erkannten ihre Spuren in den Liegendmoränen des Innthales —, aber es hat sich herausgestellt, dass diejenige, welche die Hangendmoränen abgelagert hat, nicht aufs Alpenvorland gereicht hat. Sie entspricht dem Bühlstadium.

Beziehungen der Breccie zur Übertiefung.

Für ein verhältnismässig junges Alter der Höttinger Breccie spricht auch ihr Verhältnis zum Niveau des präglacialen Thalbodens im Innthale, welcher, wie wir gesehen, die Höhen des dortigen felsigen Mittelgebirges bildet. Gleich hoch mit diesen Höhen befindet sich die Oberfläche der unteren Breccienpartie, die deswegen als ein Teil des Mittelgebirges erscheint. Aber ihre Sohle liegt ganz erheblich, rund 200 m tiefer: es muss die Übertiefung des Innthales bereits vor ihrer Ablagerung in nicht unbedeutendem Umfange geschehen sein. Aber bezeichnender Weise reicht die Sohle der Breccie nirgends bis zu der des Innthales herab. Ihre tiefsten Partien am unteren Ende des Höttinger Grabens befinden sich immer noch 70—80 m über dem Inn; dies weist darauf, dass seit ihrer Ablagerung die Übertiefung des Innthals Fortschritte gemacht hat. In Summa aber erscheint die vor Ablagerung der Breccie bewirkte Übertiefung erheblich beträchtlicher als die seither erfolgte.

Post-Riss-Zeit.

Die durch die Höttinger Breccie angezeigte Interglacialzeit mit ihrer hohen Lage der Schneegrenze ist natürlich nicht unmittelbar auf die vorgegangene Eiszeit gefolgt, sondern von ihr durch eine Übergangszeit getrennt, die wir als Post-Risszeit bezeichnen.

Ihr Vorhandensein wird erwiesen durch die Thone mit Pinus montana am Ölberge; sie entstanden zu einer Zeit, als das Innthal bereits eisfrei geworden war, als aber hier ein noch so rauhes Klima herrschte, dass die Legföhre unten im Thale fortkommen konnte. Derselben Übergangszeit entstammt wohl auch der gelbe Mergel mit Helix villosa und Helix tenuilabris im Höttinger Graben. Endlich glauben wir, dass die verkittete Blockmoräne unter der Höttinger Alp ihr angehört. Diese Moräne kann nach ihrer Zusammensetzung nicht als die Ablagerung eines Innthalgletschers, sondern muss als die eines Lokalgletschers der Höttinger Alm gelten, der bis etwa 1200—1300 m Höhe herunterreichte und hierher eine Menge Kalkblöcke seines Gebietes, sowie einzelne daselbst vorgefundene erratische Geschiebe frachtete. Ein solcher Gletscher würde eine Schneegrenze von etwa 1800 m Höhe verlangen, etwa 800 m unter der heutigen. Seine Existenz, die uns ein Stadium der sich rückziehenden Riss-Vergletscherung verraten dürfte, wäre mit der Existenz der Legföhre und der der genannten Schnecken im Innthale wohl vereinbar.

Ein Seitenstück zum Höttinger Almgletscher der Post-Risszeit lag während der Post-Würmzeit im westlich benachbarten Schneekare unter dem Kleinen Solstein. Sein Ende wird in 1900 m Höhe durch deutliche Moränenwälle bezeichnet, hinter denen sich mächtige Schutthalden erstrecken. Letztere veranschaulichen die Entstehung der Höttinger Breccie; wachsen sie weiter fort, so decken sie allmählich die Moränenwälle zu und es wird eine ähnliche Schichtfolge entstehen, wie sie unter der Höttinger Alm erschlossen ist. Eine Höhe der Schneegrenze von 2100 bis 2200 m voraussetzend, kann der Schneekargletscher dem Gschnitzstadium zugezählt werden. Weitere Spuren des Gschnitzstadiums würden wir am Südgehänge der Solsteinkette in den Schneegruben erwarten.

Weitere interglaciale Ablagerungen.

Es liegt nahe, zu folgern, dass die grosse Umschüttung der nördlichen Kalkalpen mit ihrem eigenen Griese, die wir am Nordgehänge des Innthales kennen gelernt haben, auch sonst während der Riss-Würm-Interglacialzeit eingetreten ist. In der That sind bereits von verschiedenen Stellen des Gebirges alte Breccien bekannt geworden, die älter als die letzte Vergletscherung der Stelle sind. Der Wimbachbreccie gedachten wir schon (S. 363). Brückner hat am Ostabfalle des Steinernen Meeres eine feste Breccie gefunden, die bei der Weissbachalpe einen Gletscherschliff trägt.[1]) Wir erwähnten Breccien aus dem Mühlbacher Thale (S. 359). A. Böhm berichtet von einer alten Ramsauer Breccie, die am Südabfalle des Dachsteingebirges bis über 2000 m heraufreicht und sich bis zur Hochfläche der Ramsau (1200 m) herab erstreckt.[2]) Sie ist genau ebenso eine verfestigte Schutthalde, wie die Breccie der Höttinger Alm, wird gleich derselben von Moränen bedeckt, tritt in Form von Geschieben in ihnen auf und ist unter ihnen geschliffen; sie enthält selten gekritztes Material. Abbildungen von Einzelheiten gab Simony.[3]) Es muss späteren Untersuchungen überlassen bleiben, zu entscheiden, ob diese Breccien zur interglacialen Schutteinhüllung der Alpen gehören. Für die Ramsauer ist es uns wahrscheinlich; doch müssen wir uns hüten, Ablagerungen, die in jeder eisfreien Phase entstanden sein können, als interglacial anzusprechen.

1882 habe ich ausser der Höttinger Breccie noch ein weiteres Vorkommen von interglacialen Ablagerungen aus den nördlichen Alpen beschrieben, nämlich die Schieferkohlen von Sonthofen im Algäu (V. D. A. S. 256). Ich habe diese Ablagerung seither nicht wieder besuchen können; dass die Schieferkohlen von Moränen unterlagert

1) Vergletscherung des Salzachgebietes. S. 13 u. 70.
2) Die alten Gletscher der Enns und Steyr. S. 519.
3) Das Dachsteingebiet. S. 107. Taf. XCI, XCII.

werden, ist seither von Gümbel [1]) bestätigt worden. Nachdem wir aber die grosse Achenschwankung im Innthale mit Schieferkohlen kennen gelernt haben, ist nunmehr neuerlich zu entscheiden, ob wir es mit einer interglacialen oder einer interstadialen Ablagerung zu thun haben. Die Höhe der Kohlen über Thal spricht für ersteres; doch kennen wir im Illergebiete noch gar nicht die Entwicklung des Bühlstadiums, und müssen abwarten, was neuere Untersuchungen, insbesondere solche über die fossile Flora der Kohlen ergeben.

Spärlichkeit interglacialer Bildungen.

Wenn nun auch das eine oder andere der eben genannten Breccien- oder Kohlenvorkommnisse sich in Zukunft zweifellos als interglacial herausstellen sollte, so ist doch ihre Zahl und Ausdehnung sehr gering. Das entspricht der Thatsache, dass die Alpen im grossen und ganzen das Erosionsgebiet der eiszeitlichen Vergletscherungen sind. Dieselben haben ausgeräumt, was an lockeren und losen Ablagerungen im Gebirge vorhanden war; erhalten haben sich solche Gebilde nur dort, wo die Gletschererosion nicht allenthalben zur Entfaltung kam. Als solche Stellen haben wir die grossen breiten Längsthalfurchen kennen gelernt. Hier hat sich die glaciale Erosion beschränkt auf die Ausfurchung tieferer Einschnitte in den alten präglacialen Thalboden, welcher auf weite Strecken noch erhalten ist, überragt von den präglacialen Thalflanken, die nur im Niveau der Schliffgrenze stärkere Veränderungen erfahren haben. An diesen präglacialen Flanken der breiten Längsthäler liegen unsere interglacialen Breccien im Innthale, die mutmasslichen am Abfalle des Dachsteins. An den Gehängen von Thalweitungen liegen ferner jene Ablagerungen, die möglicherweise interglacial sind, wie die Kohlen von Sonthofen, die Wimbachbreccie in Berchtesgaden, die Breccien am Südabfalle des Steinernen Meeres. Nirgends aber hat sich eine Spur von interglacialen Ablagerungen dort erhalten, wo die Thalfurchen zu enge für die Gletscher waren und durch diese trogförmig übertieft worden sind. In keinem der zahlreichen Trogthäler unseres Gebietes hat sich auch nur eine Spur von interglacialen Bildungen erhalten, und nirgends reichen diese herab bis an den Boden des übertieften Thales. Aber die Höttinger Breccie liegt zu einem guten Teile unter dem Niveau des präglacialen Thalbodens. Dies lehrt uns, dass die Übertiefung nicht mit einem Male, als das Werk einer einzigen Vergletscherung entstanden ist. Gleiches haben wir bereits an den stumpfen Enden der übertieften Thalstrecken in den Zungenbecken kennen gelernt. Der Übertiefungsvorgang gestaltet sich hiernach zu einem sehr verwickelten, und es wird noch ausgedehnter Untersuchungen bedürfen, um ihn in allen seinen Einzelheiten zu verstehen.

Möglicherweise wird manche Einzelheit an den Stufenmündungen sich durch die viermalige Wiederholung des Übertiefungsvorganges erklären. So sehen wir z. B. an der Mündung des zurückgebliebenen Windachthales bei Sölden vier deutlich von einander sich abhebende Absätze. Der oberste ist durch die Brunnberg-Alpe (2274 m) und eine Terrasse der Windach-Alpe gekennzeichnet, ein zweiter durch eine Staffel oberhalb des Falkner Wirtshauses (1974 m) und die Häuser an der Windach-Alm (1985 m), ein dritter, recht bedeutender, liegt in etwas über 1700 m, der vierte endlich unter 1500 m. Fast möchte man geneigt sein, in diesen Absätzen die Serie der präglacialen und von drei interglacialen Thalböden zu erkennen. Sollte diese Mutmassung zutreffen, so müssten wir die Übertiefung in den inneren Winkeln des Gebirges für noch viel bedeutender veranschlagen, als S. 296 geschehen ist.

1) Diluviale Braunkohlenbildung im Imbergtobel bei Sonthofen. Geognostische Jahreshefte I. 1888. S. 168.

Aufrisse durch die Schottergebiete des nördlichen Vorlandes der Ostalpen von Albrecht Penck.

Längenmassstab 1:250000 Höhenmassstab 1:10000

Tafel I.

1. Aufriss Iller-aufwärts.

2. Profil durch die Iller-Lechplatte von Lauterbach nach Türkheim und Aufriss längs des Lech aufwärts nach Augsburg und von dort an der Wertach bis Oberdorf.

3. Aufriss längs der Donau vom Illerthal zum Donaumoos.

4. Aufriss des Isarthales bis in das Loisachthal an der Schwarzen Wand.

5. Aufriss Salzach- und Inn-abwärts von Burghausen bis Schärding.

6. Aufriss des Ager- und Traunthales vom Attersee bis zur Donau.

7. Aufriss des linken Kremsthal-Gehänges zwischen Micheldorf und Traun.

8. Aufriss des Ennsthales von der Mündung bis zum Gesäuse-Ausgang bei Hieflau.

Querprofil vom Würmthal bei Königsbrunn über das Isarthal a.d. Römerschanze u.d. Gleisenthal zur Glon.

Profil durch das Münchener Feld von Puch über München durch den Ebersberger Forst nach Hohenlinden.

Längen Massstab.

Farbenerklärung:

- Grundgebirge
- Älterer Deckenschotter
- Günz-Moränen
- Jüngerer Deckenschotter
- Mindel-Moränen
- Hochterrassenschotter
- Riss-Moränen
- Niederterrassenschotter
- Würm-Moränen
- Oberflächen
- Schichtgrenzen