Zeitschrift
der
Deutschen Geologischen Gesellschaft.

B. Monatsberichte.

Nr. 3. 1915.

Protokoll der Sitzung vom 3. März 1915.

Vorsitzender: Herr KRUSCH.

Der Vorsitzende eröffnet die Sitzung und gedenkt des auf dem Felde der Ehre gefallenen Mitgliedes:

Dr. KLIEN, Assistent am Geologischen Institut in Königsberg († 12. II. 15 in der Winterschlacht in Masuren),

sowie des am 10. II. 15 am Typhus in Cambrai gestorbenen

Dr. WALTHER TZSCHACHMANN aus Stryi.

Die Versammlung erhebt sich zu Ehren der Verstorbenen.

Als Mitglied der Gesellschaft wünscht aufgenommen zu werden

Herr Prof. Dr. KISSLING, Berlin W. 8, Mauerstr. 35/36, vorgeschlagen von den Herren BEYSCHLAG, KRUSCH, KEILHACK.

Der Vorsitzende legt die als Geschenk eingegangenen Werke der Versammlung vor.

Herr **KEILHACK** sprach über die **Glazialablagerungen der mittleren Niederlande und ihre Beziehungen zum Diluvium der preußischen Rheinlande** (mit Lichtbildern).

Seit der ersten geologischen Kartierung des Landes durch STARING im Maßstabe 1 : 200 000, die vor 50 Jahren stattfand, ist keine neue geologische Karte der Niederlande mehr erschienen, sondern nur eine Reihe von skizzenhaften Einzeldarstellungen, die in sich widerspruchsvoll sind und ohne weiteres eine Parallelisierung mit den Glazialablagerungen und Terrassen des preußischen Niederrheingebietes nicht gestatten.

Die Geologische Landesanstalt hatte die Absicht, auf der für 1915 geplanten Ausstellung in Düsseldorf ein geologisches Relief des gesamten Rheinlandes auszustellen; um dieses Kartenbild auch für das Mündungsgebiet des Rheins geben zu können, hatte ich den Auftrag erhalten, die Niederlande zu bereisen und ein den neuzeitlichen Anschauungen entsprechendes Kartenbild anzufertigen.

Die Niederlande lassen sich in geologischer Beziehung zwanglos in drei Teile zerlegen: Einen westlichen Teil, der von einem ungeheuern Alluvialland gebildet wird, das bis an die ausgedehnte, von Boulogne bis Wangeroog reichende, dünenbesetzte Nehrung sich erstreckt, aus einem jungdiluvialen, aus fluviatilen Aufschüttungen ohne glaziale Mitwirkung gebildeten südlichen Teil, der sich bis nach Belgien hinein erstreckt und aus einem aus glazialen Ablagerungen des skandinavischen Inlandeises zusammen mit fluvioglazialen Aufschüttungen des Rheins und der Maas gebildeten Teil, der den Norden und Osten des Landes einnimmt. Ich habe letzteres Gebiet nach Norden hin bis zur Vecht untersucht und lege die Ergebnisse in einer Übersichtskarte im Maßstab 1 : 400 000 vor, die zugleich das preußische Gebiet am Niederrhein umfaßt.

Das skandinavische Inlandeis hat den Rhein auf der Linie Nymwegen—Krefeld in zwei mächtigen, in sich noch mehrfach zerlappten Strömen überschritten, die sich in der Gegend von Emmerich und Elten scharten. Die äußerste Ausdehnung dieses Inlandeises wird durch mächtige Endmoränen gekennzeichnet, die sich von Nymwegen über Kleve und Kalkar entlang dem Südrand des Rheintals erstrecken, dann nach Süden umbiegen und, z. T. in zwei Staffeln, in der Gegend von Krefeld den Rhein wieder erreichen. Dieser ausgedehnte Endmoränenzug hat jenseits des Rheins in Holland seine Fortsetzung in zwei Endmoränenbögen, die sich von Rhenen über Ammersfoort und Hilversum bis an die Zuidersee hinziehen. Die durch diese Endmoränen bezeichnete Randlage des Inlandeises hat ihre nächste Fortsetzung auf englischem Boden in Norfolk.

Durch das Geldernsche Trockental getrennt, folgt die nächste Endmoränenstaffel mit nord-südlichem Verlauf am Westrand der ausgedehnten Hochfläche des Veluwe. Diese Endmoränenstaffel reicht von Wageningen im Süden bis Harderswijk an der Zuidersee im Norden mit einer Lücke von 12 km Länge. Eine sehr viel bedeutendere Endmoräne von 60 km Länge und bis 10 km Breite liegt auf dem Ostrand des Veluwe, an dessen Abfall gegen das nordsüdlich verlaufende Ijsseltal. Zwischen den beiden Endmoränen des

Veluwe liegt eine ungeheure, wagerecht geschichtete, nach Westen und Nordwesten hin sanft sich abdachende fluvioglaziale Aufschüttung, ein sog. Sander, der in landschaftlicher Beziehung durchaus der Lüneburger Heide gleicht. Auf ihm finden sich mehrere ungeheure, z. T. über eine Quadratmeile große Dünengebiete von durchaus wüstenhafter Beschaffenheit. Die östliche Hälfte dieser großen Sandfläche entbehrt jeglicher fließender Gewässer, und erst im westlichen Teil stellen sich eine Reihe von kleinen Wasserläufen ein, die aus zutage tretenden Grundwassern gespeist werden und wahrscheinlich durch rückschreitende Erosion ihren Lauf ostwärts verlängern. Östlich von dem Veluwe, von ihm durch das breite Ijsseltal getrennt, folgt die Hochfläche von Ost-Gelderland und Ober-Ijssel, die im Norden vom Tal der Vecht, im Süden von dem des Rheins begrenzt wird und nach Osten hin in das westfälische Hügelland übergeht. Auf dieser Hochfläche liegen in Holland ebenfalls zwei genau nordsüdlich verlaufende Endmoränenzüge in einem Abstand von 30—40 km sowie eine Reihe nordsüdlich gestreckter, schmaler, flacher Hochflächeninseln, die oberflächlich teilweise mit Grundmoräne bedeckt und in ihrem Innern aus mehr oder weniger steil aufgerichteten diluvialen und tertiären Schichten aufgebaut sind. Der weitaus größere Teil dieser Hochfläche besteht aus flachen, nach Westen geneigten, sehr ebenen Sandflächen, die durch ein Gewirr alluvialer Rinnen in zahllose Einzelstücke zerlegt sind. Sie entsprechen ebenfalls einem Sander, der während der durch die beiden Endmoränen angedeuteten Stillstandslage des Inlandeises von deren Schmelzwassern aufgeschüttet wurde. Die nächst-östliche Endmoräne mit ebenfalls nordsüdlichem Verlauf liegt bereits auf deutschem Boden am westlichen Rand des Emstals, in der Gegend von Lohne und Schüttorf.

Die sämtlichen Endmoränen der Niederlande gehören ebenso wie die des preußischen Rheinlandes einem einzigen Typus, dem der Staumoräne, an, und es liegt kein Grund dafür vor, die westlichen Staurücken mit ihrem reindiluvialen Kern anders aufzufassen als die zwischen Ijssel und Ems liegenden parallelen Züge mit ihren aufgestauten tertiären Kernen. Das Inlandeis hat bei seinem jeweiligen Stillstand die vorlagernden Massen aufgerichtet und zu langgesteckten Höhenzügen aufgestaucht, die sich mehr als 50 m, bei Arnheim sogar mehr als 100 m über die angrenzenden Niederungen erheben. Nach meiner Ansicht sind diese Endmoränen nicht beim Vorrücken, sondern beim Rückzug des Inlandeises entstanden, so daß die westlichsten die ältesten, die östlichsten

die jüngsten sind, wie dies bezüglich der Endmoränen der letzten Eiszeit im östlichen Deutschland allgemein angenommen wird. Die drei zuerstgenannten Endmoränenzüge der Niederlande entsprechen der Endmoräne des preußischen Niederrheingebietes und ihren Rückzugstaffeln. Erst beim Rückzug des Eises von der dritten auf die vierte Staffel, östlich vom Ijsseltale, wurde das heutige Rheintal vollständig vom Eis befreit. Die sämtlichen Endmoränen und damit das gesamte an der Oberfläche lagernde glaziale Diluvium der Niederlande gehört der vorletzten Eiszeit an. In den Endmoränen sind nämlich auch interglaziale Ablagerungen der sog. Tegelenstufe und ihnen gleichalterige Schichten mit *Paludina diluviana* aufgestaucht. Da *Paludina* ein Leitfossil des älteren Interglazials ist, so müssen die Endmoränen der darauf folgenden Eiszeit angehören, weil die jüngste Eiszeit die Weser nach Westen hin nicht mehr erreicht hat.

Schwieriger ist die Frage über die Beziehungen der eiszeitlichen Bildungen zu den Terrassensystemen des Niederrheins. Hier werden drei Terrassen unterschieden: Die Niederterrasse, die Mittelterrasse und die Hauptterrasse. Nach der einen Meinung entspricht die Niederterrasse der letzten, die Mittelterrasse der vorletzten und die Hauptterrasse der ersten Eiszeit; nach der andern Meinung ist die Niederterrasse alluvial, die Mittelterrasse gehört der letzten und die Hauptterrasse der vorletzten Eiszeit an. Die Hauptterrasse ist mit älterem und jüngerem Löß, die Mittelterrasse nur mit jüngerem Löß bedeckt und die Niederterrasse lößfrei. Die Hauptterrasse und die Mittelterrasse finden sich in der Rheinprovinz nur außerhalb der äußersten Endmoräne, und erstere fehlt in Holland nördlich vom Rhein ganz, während sich die Niederterrasse auch innerhalb der Endmoränenbögen in großer Ausdehnung findet. Wenn die Talrandbildungen des Geldernschen Trockentals und des Ijsseltales der Mittelterrasse entsprechen, während die Niederterrasse hier fehlt, so würde sich die Mittelterrasse in Holland im Gegensatz zur Rheinprovinz auch innerhalb der Endmoränengürtel finden. Die an die Endmoräne des Bönninghardt, des Hochwaldes und des Reichswaldes sich anlehnenden terrassenähnlichen Flächen halte ich nicht für eigentliche Hauptterrasse, sondern für Sanderflächen, da sie eine dem Gefälle der Hauptterrasse entgegengesetzte Neigung nach Süden besitzen. Da nun unzweifelhaft in den Endmoränen auch massenhaftes Material der Hauptterrasse aufgestaucht ist, so bin ich der Ansicht, daß die Hauptterrasse während des Vorrückens des letzten Inlandeises als ein gewaltiges, von einer

Anzahl von Flußtälern durchschnittenes Delta aufgeschüttet wurde, das dann innerhalb des Verbreitungsgebietes des Inlandeises in ausgedehntester Weise zerstört, aufgestaucht und umgelagert wurde, so daß in den Niederlanden die Hauptterrasse zwar noch ihrem Material, aber nicht mehr ihrer Form nach vorhanden ist. Unter dieser Voraussetzung glaube ich die Hauptterrasse ebenfalls in die vorletzte Eiszeit setzen zu dürfen, während die Mittelterrasse der letzten Eiszeit entspricht.

Bezüglich der Frage des Auftretens einer ältesten Eiszeit in diesem Gebiet ist darauf hinzuweisen, daß eine ganze Anzahl von Anzeichen dafür sprechen, daß die älteste Eiszeit wahrscheinlich eine ebenso große Verbreitung wie die gern als „Haupteiszeit“ bezeichnete vorletzte Eiszeit besaß. Ich bin geneigt, die im Westen Hollands unter den Eemschichten mit ihrer warmen Lusitanischen Fauna mehrfach erbohrten Grundmoränen für solche der ersten Eiszeit zu halten, entsprechend den Auffassungen, zu denen die dänischen Geologen auf Grund sehr sorgfältiger Untersuchungen dieser merkwürdigen warmen Fauna und ihrer Lagerungsverhältnisse gelangt sind. —

Das fluviatile Diluvium der südlichen Niederlande zwischen Maastal und Küste stellt eine flach nach Norden sich abdachende ungeheure Sandebene dar, der große Dünengebiete und Hochmoore aufgesetzt sind und in der in Parallelstreifen vollständig eingeebnetes Material der Hochterrasse sich findet, das auf tektonischen Horsten aufsitzt und einer vollständigen Einebnung durch die Gewässer unterlag. Ich halte diese der flandrischen Stufe der belgischen Geologen entsprechenden Bildungen für einen ungeheuren flachen Schuttkegel der Schelde, der Maas und des Rheins und erblicke ihre rechtsrheinische Fortsetzung in den von O. Tietze beschriebenen ausgedehnten Talsandflächen im Emsgebiet, die sich im Emstal nach Norden und im Vechttal nach Westen hin verflachen.

Zur Diskussion sprachen die Herren Fliegel, Wolff, Tietze und der Vortragende.

Herr **W. WOLFF** bemerkte zu dem Vortrag des Herrn Keilhack etwa folgendes:

Die von Herrn Keilhack aufgestellte Gliederung des niederländischen Diluviums ist im ganzen sehr einleuchtend. Auf zwei Punkte derselben möchte ich näher eingehen. Erstens auf die „flandrische Stufe“, jene jungdiluviale, mit Torfeinlagerungen versehene, ausgedehnte Sandablagerung im Westen des nieder-

rheinischen Terrassen- und Moränengebietes, die Herr KEILHACK in Beziehung setzt zu den ausgedehnten Talsanden der Emsgegend. Diese Stufe kann man im nordwestdeutschen Küstengebiet noch weiter verfolgen, bis in das südwestliche Holstein. Sehr deutlich ist sie an der Weser im „Bremer Becken“ entwickelt. Dort befindet sich südlich der Stadt Bremen zwischen Diluvialhochfläche und Weserniederung die sog. „Vorgeest“, eine Sandterrasse, die aus dem nordischen Material der benachbarten Höhen zusammengeschwemmt ist und in keiner Beziehung zu der angrenzenden, stark mit Geröll aus dem Weserstromgebiet durchsetzten Niederterrasse des Wesertales steht. In der Vorgeest sind neuerdings bei Wasserbohrungen einige ziemlich tief unter Sand vergrabene und sicherlich nicht dem eigentlichen Alluvium angehörige Torflager angetroffen[1]). Es entspricht also diese Vorgeest im Aufbau genau den vom eigentlichen Rhein-Maas-Diluvium unabhängigen flandrischen Sanden der südwestlichen Niederlande. Ähnliche Lokalbildungen jungdiluvialer Sande von geringerer Ausdehnung und unabhängig von den spätglazialen Schmelztalsanden kommen auch in der Gegend von Pinneberg, nordwestlich Hamburg, vor.

Der zweite Punkt ist die Annahme KEILHACKS, daß die älteste norddeutsche Vereisung auch nach den Niederlanden hin mächtig entwickelt gewesen sei. Dieser Annahme vermag ich nicht beizustimmen. Ich bin allerdings überzeugt, daß weiter im Osten, nämlich in der Berliner Gegend, diese Vereisung im Liegenden der Paludinenstufe überraschend mächtige Moränen hinterlassen hat. Das hat Herr KEILHACK an dortigen Bohrprofilen klar nachgewiesen. In Westdeutschland treten aber, soviel man bisher weiß, diese Moränen vor denen der mittleren Vereisung sehr zurück. Im Hamburger Gebiet ist die tiefste Moräne nur noch selten als einigermaßen typischer Geschiebemergel ausgebildet; meist wird sie dort durch fluvioglazialen Kies vertreten. Ebenso kennt man sie aus Bremer Tiefbohrungen bisher nur in Kiesfazies, und dasselbe gilt für ihre westlichsten deutschen Vorkommnisse in Ostfriesland. Herr KEILHACK rechnet ihr nun in Niederland den mächtigen Geschiebelehm unter den „Eemschichten“ in der Gelderschen Vallei zu, indem er sich auf das altinterglaziale Alter der Eemformation stützt. Ich glaube aber jetzt, daß man doch genötigt ist, die marine Eemformation in das jüngere Interglazial zu stellen, obwohl ich früher für gewisse Eem-

---

[1]) Nähere Mitteilung über diese Bohrprofile behalte ich mir vor.

schichten in Westpreußen eine andere, derjenigen KEILHACKS ganz entsprechende Auffassung vertreten habe[1]). Überblicken wir die marinen Transgressionen von der Pliozänzeit an, so haben wir folgendes Bild: Das pliozäne niederländisch-englische Meer hatte zunächst auch auf südwestlichem Wege Verbindung mit dem Atlantik, verlor dieselbe aber schließlich, indem es sich nordwärts zurückzog. Dies zeigt sich am Aussterben der südlichen und Einwandern der borealen Konchylien. Das Meer verschwand, die erste Vergletscherung vollzog sich. In der ersten Interglazialzeit kehrte das Meer von Norden zurück und lagerte seine Sedimente in einigen Bezirken der jetzigen kimbrischen Halbinsel ab; Niederland wurde von diesem Meer nicht erreicht. Die Fauna seiner Sedimente ist dort, wo die Lagerung ungestört und die Zugehörigkeit zum älteren Interglazial sicher ist, z. B. in der Umgebung von Hamburg (Billwerder, Volksdorf, Othmarschen, Sülldorf — auch Ütersen gehört hierzu, ist aber gestört — Brunsbüttel), durchaus von der Eemfauna verschieden und weist auf eine etwas geringere Wärme hin als letztere. Offenbar hatte eben die altinterglaziale Nordsee keinen atlantischen Verbindungsarm durch den Kanal. Nun kam die gewaltige mittlere Vereisung. Nach ihrem Ende, in der jüngeren Interglazialzeit, erschien auch die Nordsee wieder, diesmal durch einige Teile des westlichen Niederlands und Flanderns sich nach dem Atlantik südlich um England ausdehnend. Auf diesem Wege dürften der *Tapes aureus, var. eemiensis*, die *Lucina divaricata* und andere Formen der überall so auffallend gleichmäßigen und charakteristischen Fauna eingewandert sein. Dieses Meer erstreckte sich, das südliche Holstein meidend[2]), durch Schleswig, das südliche Jütland und Teile des dänischen Inselreichs nach Osten, wo wir es auf Rügen, in Hinterpommern, Westpreußen und sogar einem Teil der Provinz Posen wiederfinden. Die Lagerungsverhältnisse sind nun derart, daß in Niederland, an der unteren Eider, bei Tondern und Ripen die Sedimente dieses Meeres nur von Talsanden, niemals von Moränen bedeckt sind, weil die jüngste Vereisung diese Gebiete nicht erreicht hat. Im östlichen Teil der kimbrischen Halbinsel, im dänischen Inselgebiet und in den deutschen Ostprovinzen ruhen aber mächtige Moränen darauf, und das

---

[1]) W. WOLFF: Die geologische Entwickelung Westpreußens. Schrift. d. Naturforsch.-Gesellsch. in Danzig, 1913.

[2]) Vgl. W. WOLFF: Die Entstehung des Landes, in Krumm & Stoltenberg: Unsere meerumschlungene Heimat, Band I, Kiel 1915, Lipsius & Tischer.

marine Interglazial ist kaum irgendwo in ungestörter Lagerung erhalten. Die Stratigraphie ist hier schwer zu entwirren und läßt örtlich verschiedene Deutungen zu. Legt man aber das Hauptgewicht auf die paläontologischen bzw. biologischen Verhältnisse, wie sie besonders durch V. NORDMANN dargelegt sind, so muß man die östliche Eemfauna mit der westlichen vereinigen und in die große Transgression der jüngeren Interglazialzeit versetzen. Dann aber ist der Geschiebemergel im Untergrund der Gelderschen Vallei wahrscheinlich der gleiche wie derjenige im Liegenden der Eemfauna des unteren Eidergebietes, nämlich mitteldiluvialer.

Herr TIETZE bemerkte folgendes:

Es ist erfreulich, daß ein mit den Verhältnissen des Diluviums unseres norddeutschen Flachlandes vertrauter Geologe uns einen Bericht über das holländische Diluvium gibt, aus dem hervorgeht, daß sich in Holland dieselben Verhältnisse in diesen geologischen Gebilden wiederfinden wie bei uns an der Ems, wo SCHUCHT und ich die geologischen Aufnahmen ausgeführt haben. Es ist gut, daß die Ausführungen des Herrn Vorredners mit den vielen unmöglichen Diluvialformen, von denen uns holländische Geologen aus ihrem Vaterland erzählten, aufräumen, wie auch mit den Pseudoendmoränen und Pseudoosern, merkwürdigen Diluvialformen, die MARTIN-Oldenburg erfunden hatte. SCHUCHT und ich haben auf diese schiefen Auffassungen an verschiedenen Orten bereits hingewiesen und auch ihre Entstehung erklärt. Sie wurden dadurch hervorgerufen, daß diese Beobachter nicht, wie es zunächst gelegen hätte, sich um Vergleichsbilder im norddeutschen Flachland umsahen, sondern sich z. T. ihre Analogien auf der skandinavischen Halbinsel, auf Island, Grönland oder in den Alpen suchten, wo natürlich das Landeis unter ganz anders gegebenen Untergrundverhältnissen auch ganz andere Formen der von ihm umgestalteten Erdoberfläche zurücklassen mußte als in unserem norddeutschen Flachland, und ganz besonders in dem verhältnismäßig ebenen Gebiete zwischen Weser und Ems und jenseits der holländischen Grenze.

Was der Herr Vorredner uns von Profilen durch Diluvialhügel und von der Entwicklung und Zusammensetzung der sog. Talsande gegeben hat, stimmt mit den von uns an der Ems gemachten Beobachtungen überein. Es sind die typischen Formen, die das ältere Glazial, soweit es noch erhalten ist, uns bietet. Sie sind durch Denudation und Erosion in der langen Zeit des letzten Interglazials und des

jüngsten Glazials aus den ursprünglich rein glazialen Formen der vorletzten Vereisung entstanden. Deshalb weicht die Zusammensetzung der heutigen hangendsten Schichten insofern von solchen echt glazialer Bildung ab, als sie keinerlei Abhängigkeit von der Lage und Bewegung des alten Landeises aufweisen; das Hinterland einer Endmoräne ist z. B. nicht anders zusammengesetzt wie ihr Vorland. Deshalb fand Herr KEILHACK östlich wie westlich der von ihm beschriebenen Endmoränenprofile die gleichen Sandflächen, die von dem Endmoränenrücken nach dem Vorland hingeneigt sind. Diese auffällige Erscheinung ist leicht zu erklären, wenn man die Veränderungen berücksichtigt, die das Glazial durch die Einwirkung wesentlich meteorischer Einflüsse seit seiner Ablagerung erlitten hat. Diese Einflüsse waren so umgestaltend, daß man die neuentstandenen Formen mit ähnlichen glazialer Entstehung verwechseln kann. Solche Irrtümer sind dem Herrn Vortragenden auch bezüglich der von mir bereits kartierten Gebiete unterlaufen.

Zunächst liegt kein Grund vor, anzunehmen, daß in diesem Gebiet das Landeis andere Formen entwickelt hätte wie weiter im Osten. Beim Vorrücken von N wurde es gestaut an Höhenrücken, die von O nach W laufen, also parallel dem heranschiebenden Eisrand. Nur bei dem Vorrücken konnte es die größten Einwirkungen auf den Untergrund ausüben, denn, um vorrücken zu können, nahm seine Mächtigkeit die größten Maße an, da es die ihm entgegenstehenden Geländeschwierigkeiten nur auf diese Weise überwinden konnte. Während dieser Zeit also mußte die größte Aufwölbung des Untergrundes, die stärkste Zusammenstauchung und Auswalzung der vor seinem Rand aufgepreßten Schichten stattgefunden haben. Keineswegs hat es dabei die überschrittenen Schichten vollständig entfernt. Zum Beispiel bestehen die Höhen östlich und westlich Lingens und die von Ülsen, die im allgemeinen von WNW nach OSO verlaufen, heute noch aus den Schichten, aus denen sie vor dem Eintreffen der Vereisung bereits bestanden, und ihre bereits damals verwitterte Oberfläche liegt heute noch an derselben Stelle, wo sie vom Eis erreicht und überschritten wurde. Immerhin hat das Eis einiges Material von der obersten Decke des Untergrundes aufgenommen und damit die unterste Schicht der Grundmoräne gefärbt, so daß diese je nach dem Untergrund, den sie überschritten hatte, bald mehr tonig, bald mehr sandig, bald mehr mergelig ausgebildet war oder eine erhöhte Menge der gerade im Untergrund anstehenden festeren Gesteine in sich aufgenommen

hatte. Aber die Mächtigkeit dieser lokal gefärbten Moränenschichten ist nicht bedeutend, ihre hangenderen Schichten sind mehr und mehr rein nordischer Zusammensetzung, so daß heute noch die größere obere Masse eines in einem tieferen Tal abgelagerten Geschiebemergels in keinerlei Hinsicht sich von einem solchen der jüngsten Vereisung aus dem östlichen Flachland unterscheiden läßt.

Mit größerer Leichtigkeit überwältigte das Eis beim Vorrücken Höhenzüge, die in der Richtung seiner Bewegung gestreckt sind. Wie jene quergerichteten Höhenzüge in ihrem Verlauf alte tektonische Linien verraten, die dem hercynischen Streichen des Teutoburger Waldes oder Ibbenbürener Schafberges entsprechen, so wurde bereits vor dem Eintritt der nordischen Vereisung in unser Gebiet durch den Emsfluß eine tiefe Rinne in das ältere Gebirge eingeschnitten, die sich ungefähr mit ihrem heutigen Laufe deckt. Diese alte Niederung war von der der Vechte durch eine Wasserscheide getrennt, die heute noch erhalten ist in dem Emsbürener Höhenzuge, der sich von NNW nach SSO hinzieht. Die seine ganze Masse bildenden tertiären Tone haben, da das Eis von N bzw. NNO kam, seinem Vorrücken fast keinen Widerstand entgegengesetzt; sie liegen deshalb ungestört horizontal und zeigen nur am flachen NO-Abhang einige ganz schwache, nur durch Bohrungen und Aufgrabungen nachgewiesene flache Sättelchen, die hier durch den Druck des herankommenden Eises hervorgerufen waren. Ähnlich liegen die Verhältnisse in den Lohner Bergen.

Das Landeis überzog das Land, das es überschritt, lückenlos mit der Grundmoräne, mit Ausnahme seines äußersten Randgebietes, weil es dort nicht mehr mächtig genug war, über alle Höhen hinwegzureichen. Beim Zurückschmelzen mehrten sich solche eisfreien Gebiete infolge der zunehmenden Verschwächung der Eisdecke. In diesen Gebieten war das Eis tot. Es konnte auf den Untergrund nicht mehr stauchend und pressend wie beim Vorgehen einwirken. Erst dort, wo das lebende Eis seine Eis- und Schuttmassen noch heranschob, konnte es derartige Wirkungen auf den Untergrund ausüben. Die äußerste Linie, in welcher dies geschah, ist aber die der Endmoränen, wo das Eis stationär wurde. Aber die Wirkungen, die es hier auf den Untergrund ausübte, müssen bei weitem geringer gewesen sein als zur Zeit seines Vorrückens. Denn jetzt gelang es dem Eis ja nicht mehr, die Linie zu überschreiten, die es vordem mit seinen gewaltigeren Eismassen noch überwinden konnte. Vor allem aber müssen

sich in dieser Linie die Ausschmelzungsprodukte der während der ganzen stationären Periode ausgeschmolzenen Eisschuttmassen vorfinden. Ich habe das Glück gehabt, zwischen Schlesien und Posen eine Endmoränenlinie auf fast 300 km Länge zu untersuchen. Die Erscheinung der Staumoräne tritt in diesen Endmoränen außerordentlich zurück gegenüber den echten Schuttbildungen der Moränen. Auch die den meinigen parallel verlaufenden mittelposenschen Endmoränen zeigen vielfach Aufschüttung, und ebenso der noch weiter nördlich von Herrn KEILHACK verfolgte pommersche Endmoränenzug. Warum sollte das Inlandeis hier in Holland nur Staumoränen als Endmoränen hinterlassen haben? Warum fehlt ihnen, wenigstens bei Ülsen und Emsbüren, jede Anhäufung von Endmoränenmaterial, wie dies doch bei einer länger stationär gebliebenen Lage des Eisrandes zu erwarten ist, wenigstens nach den Beobachtungen, die nicht nur im norddeutschen Flachland, sondern überall, wo es Endmoränen gibt, gemacht worden sind.

Ich will damit nicht sagen, daß alle von Herrn KEILHACK aufgeführten Endmoränen keine solchen seien; die äußerste südwärts vorgeschobene Endmoränenlinie, die ihrer schönen typischen Formen wegen schon längst als solche erkannt war, ist auch meines Erachtens sicher eine echte Endmoräne. Unbedingt muß ich es aber bestreiten für die Höhen von Emsbüren, die keinerlei Stauchung der ihren Kern bildenden tertiären Schichten zeigen, auch zum Teil noch mit der ursprünglichen Grundmoräne bedeckt sind und keinerlei endmoränenartigen Aufschüttungen außer in einem dünnen, sie kreuzenden Rücken beim Orte Emsbüren selbst aufweisen. Ebensowenig trifft Herrn KEILHACKs Ansicht für Lohne und Ülsen zu, wo der Kern der Höhen bereits vor dem Herannahen des Eises als Höhen dastand. Sie zeigen zwar Sandschichten, die nach ihrer petrographischen Zusammensetzung aber älter als die Grundmoräne sind, während echte Decksande oder obere Sande, bzw. Endmoränensande fehlen. Die Unterscheidung dieser Sande ist so leicht. Die Sande, die älter als die Grundmoräne sind, bestehen fast nur aus Milchquarz und schwarzem Kieselschiefer; die jüngeren aber sehen so aus wie die entsprechenden Sande im Osten. Nicht jeder mit Geschiebesand bedeckte Rücken ist also eine Endmoräne.

Ebenso erscheint mir die Deutung, die Herr KEILHACK den Sandbergen und -flächen der Veluwe[1]) gegeben hat, als noch nicht genügend begründet. Die eingehende Kartierung

[1]) Die Veluwe = die fahle Aue.

dieses Gebietes, in dem keine typischen Endmoränenformen auftreten, sondern mehr ein unregelmäßiges Durcheinander von Sandhügeln, deren Kern oft noch nicht bekannt ist, wird ihre eigentliche Entstehung vielleicht einmal lehren.

Betrachten wir, was aus den glazialen Gebilden nach dem Rückzug des Eises geworden ist, so ist der wichtigste Vorgang die Abtragung der Schichten durch das fallende Wasser. Diese Denudation mußte am schnellsten arbeiten auf den höchsten Geländeteilen. Sie trug die Decksande weg und löste die Grundmoräne aufbereitend auf. Die tonigen Bestandteile wanderten mit den Bächen zum Tal und mit dem Fluß zum Meer. Die Sande gelangten nur ins Tal. Dort wurden sie von vielen kleinen Bächen umgelagert, so, wie ich es aus der Quakenbrücker Gegend neuerdings wieder geschildert habe und der Herr Vorredner aus der Gegend östlich der Yissel berichtet hat. Diese dauernden Umlagerungen begannen in der letzten Interglazialzeit, sie dauerten wahrscheinlich in der ganzen folgenden Glazialzeit, mit Ausnahme ihrer Akkumulationsperiode, an, und geschehen heute noch. Das Resultat dieser Tätigkeit war zunächst eine Ausfüllung der zur Abschmelzperiode des vorletzten Landeises erodierten Stromtäler bis zu ihrem Rand, dann eine Transgression der Talsande über die Talufer, also eine allmähliche Zuschüttung des gebliebenen Höhendiluviums bis auf die Restinseln, die heute zwischen den weiten Talebenen als Geest aufragen. Den äußersten Mantel dieser Geestrücken bilden allenthalben steinige Sande, d. h. Gehängebildungen, unter denen die ehemalige Grundmoräne erhalten ist, freilich nach obenhin auskeilt und die älteren Bildungen an der Kuppe heraustreten läßt. Große Blöcke, vielfach Windschliffe spielen in der obersten Decke eine große Rolle, namentlich in den von jeher weniger bewohnten Gegenden; dort, wo reichliche Bevölkerung in den fetten Talflächen zwischen den Geestinseln hauste, sind diese gröberen Steine seit vielen Jahrhunderten aufs sorgsamste entfernt und zum Bau der Grundmauern verwendet worden. Daher treten sie auf der Geest der Veluwe und deren Nachbarschaft mehr zurück als z. B. auf dem Hümmling.

Auf dem Rücken der Geestinseln hat sich unter besonders günstigen Verhältnissen die Grundmoräne in kleinen Fetzen erhalten. Diese Stücke Grundmoräne unterscheiden sich von der unter den Talsanden beobachteten Grundmoräne stets durch ihre lokale Färbung. Es ist stets nur die unterste Partie des Geschiebemergels erhalten, und diese Erscheinung ist eine der typischen Charakterzüge des alten Glazials.

Was die Sande in den Niederungen betrifft, so sind sie — und dadurch verraten sie gerade ihre Entstehung als Bachablagerungen — durchsetzt von oben bis in große Tiefe von kleinen Torflagern, die bald Niederungs-, bald Übergangstorf führen. Aber die tiefsten Torfe aus 34 m, z. B. bei Quakenbrück, führen eine rein glaziale Flora. Also die Sande dieser Tiefe sind mindestens gleichaltrig mit der letzten Eiszeit. Die Sande gehen aber noch tiefer, bis in 60 m Tiefe, hinab, werden in dieser Zone freilich viel toniger. Erst dann folgen wieder echt glaziale Bildungen.

Von diesen Talsanden glaubt Herr KEILHACK, daß sie jünger seien als die Geschiebe-Sandersande, die von seinen Endmoränen zum Tal hin abfallen. Sie seien viel humifizierter, und somit älter als die Talsande. Auf diese Humifizierung kann man leider keinen Wert bei der Unterscheidung des Alters der Sande legen. Die Talsande liegen namentlich gegen das Gehänge des Geestrückens hin fast bis zum Rande im Wasser, d. h. der Grundwasserspiegel fällt in ihnen fast mit der Oberfläche zusammen. Er sinkt im Sommer etwas darunter, im Herbst bzw. im Frühjahr steigt er sogar darüber, so daß weite Flächen unter Wasser stehen. In solchem Gebiet kann keine *Calluna vulgaris* wachsen. — *Erica tetralix* ist die Charakterpflanze solcher Gebiete; sie ist daher typisch für die talebenen Flächen. Wo aber eine Düne in ihnen liegt, oder wo sie sich ans Geestgelände anschließen und auf der Geest selbst, da kann die *Calluna* gedeihen. Sie meidet die Nähe des Grundwassers, in stauender Nässe geht sie zugrunde. Sie aber liefert den Heidehumus, aus dem der Bleisand sich bildet und die Ortsteinbänke. Diese Bildungen finden sich also ebenso innerhalb der Gehängesande wie auf irgendeinem Dünenrücken mitten in der jungen Talsandebene.

Wir sind durch die Ergebnisse unserer Aufnahme vielmehr zur Überzeugung gelangt, daß die Lage der Grenze zwischen den Talsanden und den Gehängesanden dauernd wechselt. Zunächst wandert in der Hauptsache die Grenze stets der Geest zu infolge der steten Aufhöhung der Talsandoberfläche. Diese Bewegung erleidet kleine Rückschläge bei Gelegenheit größerer Transporte von Gehängesand ins Tal infolge von Wolkenbrüchen oder ähnlichen Ereignissen. Infolgedessen ist das Grenzgebiet charakterisiert durch eine stetige Verzahnung von reinem Talsande und geschiebeführendem Gehängesande. Beide sind also fast derselben Entstehung, die einen freilich abgelagert durch stoßweise abfließende Wasser, die andern aus dem gleichmäßig rinnenden Wasser von Bächen. Ihr Alter ist ungefähr

gleich; die ältesten, vielleicht in 40—60 m Tiefe, stammen aus der Zeit des letzten Interglazials, die hangendsten Schichten sind ungefähr rezent. Aber bei der großen Durchlässigkeit dieser Talsande geht der oberirdische Lauf der Bäche mit der Annäherung an die Terrassenränder, dort, wo ein rezenter Fluß sich in die Talsandebene eingeschnitten hat, mehr und mehr in einen unterirdischen über. Die Ränder der Talterrassen sind trocken. Die Akkumulation hat dort aufgehört; kleine, dem Hauptfluß zufallende Bäche schneiden sich am Rande der Terrasse in der Talsandebene ein und erodieren also. Die Talsande, welche die Oberfläche der großen Talebenen zusammensetzen, sind somit verschiedenen Alters; sie sind am jüngsten am Geestrand, am ältesten am Rand gegen die rezenten Flußtäler. Vom Beginn der Kartierung an hatter wir sie mit dem Zeichen das bezeichnet, um anzudeuten, daß ihre Bildung von der Zeit des vorletzten Inlandeises bis ins jüngste Alluvium angedauert hat. Nachdem wir heute über den Beginn der Einschneidung der heutigen Flüsse in diese Talsandebenen unterrichteter sind, wissen wir, daß ihre hangendste Schicht aus einer Zeit des ältesten Alluviums stammen muß, daß also jegliches — diluviales Alter anzeigendes — d oder δ eigentlich für die die Oberfläche zusammensetzenden Talsandschichten nicht berechtigt ist. Wir können also nur von einem älteren und jüngeren Alluvium sprechen. Setzt Herr KEILHACK also unsere Talsandflächen an der Vechte, am Zuidersee und die südlich des Rheins und der Maas mit der flandrischen Stufe bezeichneten Talsandflächen ins gleiche Alter, so haben wir in ihnen allen nur die im älteren Alluvium schon entstandenen Täler vor uns, in die sich die rezenten Flüsse auf Grund irgendwelcher Senkungen des Küstengebietes und dadurch begonnene, rückwärts schreitende, Erosion eingeschnitten haben.

Die Talsandebene der Ems habe ich bis in ihr Quellgebiet verfolgt und kurz vorher ihren Anschluß an dieselben Sandflächen an den Ufern der Lippe gefunden. Ich glaube, daß durch die Verfolgung dieser Sandterrasse Lippe-abwärts ein weiterer Anschluß an die Rhein-Terrassen gefunden werden kann. Wichtig ist die Angabe Herrn WOLFFS, daß dieselben Talsandflächen, die ich übrigens auch bis zur Hunte verfolgte, auch bei Bremen und selbst an der Westküste von Schleswig-Holstein vorhanden seien. Ihr Vorkommen ist m. E. ein weiteres, höchst charakteristisches Kennzeichen des älteren Glazials, oder vielmehr der langdauernden Denudation und Erosion der von der vorletzten Eiszeit einst besetzten Gebiete.

Schließlich äußerte Herr KEILHACK die Meinung, daß die mächtige, im tieferen Untergrund Hollands angetroffene Grundmoräne der drittletzten Vereisung angehören könnte. Meinen Beobachtungen in Schlesien entsprechend, bin auch ich der Ansicht, daß diese drittälteste Vereisung sich fast ebensoweit südwärts ausgedehnt zu haben scheint wie die vorletzte, bisher meist als Hauptvereisung bezeichnete Vereisung. Freilich sind die von mir beobachteten Reste dieser ältesten Vereisung recht spärlich; diese Vereisung scheint eine ganz bedeutende Zerstörung ihrer Schichten erlitten zu haben, so daß man sie in höher gelegenen Gebieten nur noch selten antreffen wird. Gleichwohl ist ihre Erhaltung in den tiefsten Depressionen der präglazialen Oberfläche sehr wohl möglich, und man wird ihr in Tiefbohrungen schon öfter begegnet sein, ohne sie freilich als solche erkannt zu haben.

Herr **BERG** sprach über die **Vergletscherung an den Teichen des Riesengebirges** (mit 3 Textfiguren).

Von der Kgl. Preußischen Geologischen Landesanstalt mit den Spezialaufnahmen im Riesengebirge betraut, hatte ich in letzter Zeit Gelegenheit, die einheimischen Glazialablagerungen des Riesengebirges sehr eingehend zu studieren. Leider konnten sich meine Studien bisher nur auf den Ostteil dieses Gebirges, also besonders auf die Teiche und den Melzergrund, erstrecken. Die Untersuchung der Moränengebiete an den Schneegruben sollte im Herbst 1914 durchgeführt werden, wurde aber leider durch den Krieg vereitelt. Natürlich habe ich mir aber bei früheren Gelegenheiten die Verhältnisse der Schneegruben schon einmal angesehen.

Über die einheimische Vergletscherung des Riesengebirges liegen uns die wertvollen Untersuchungen von J. PARTSCH[1]) vor sowie ein Aufsatz von E. WERTH[2]) in der Zeitschrift des Riesengebirgsvereines, in welchem einzelne Punkte der PARTSCHschen Anschauungen modifiziert werden, und ich will gleich vorausschicken, daß auch meine Untersuchungen diese neueren Anschauungen im wesentlichen bestätigt haben. Für eine ausgedehntere Gletscherbildung, insbesondere für eine allgemeine Vereisung des ganzen riesengebirgischen Nordhanges bis ans Bobertal, wie sie G. BERENDT[3]) annehmen zu müssen glaubte,

---

[1]) J. PARTSCH: Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde. Bd. 8.

[2]) E. WERTH: Der Wanderer im Riesengebirge. 1900.

[3]) G. BERENDT: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. 1891.

und wie sie neuerdings LEPSIUS wieder behauptet, fanden sich keinerlei Beweise.

Die Moränen an den Teichen.

Die Ergebnisse der geologischen Aufnahmen in der Umgebung der Teiche, insbesondere die Stillstandslagen des Eises und die dadurch bedingten Endmoränenzüge, sind in schematischer Weise in Abb. 1 dargestellt. Bekanntlich finden sich die beiden Teiche am Boden zweier gewaltiger Karnischen, und die Wassermassen werden durch große Geröllwälle, Endmoränen, am Ausfluß aus den Karen gehindert. Es ist verschiedentlich versucht worden, die Endmoränennatur dieser Schuttwälle zu bestreiten, und in der Tat könnte man, wenn man nur diese letzte Staffel in Betracht zieht, auch von Sturzmoränen sprechen, denn die Höhe der Karhinterwand ist stellenweise bedeutender als die Entfernung des Trümmerwalles von dem Fußpunkt des Felsabsturzes. Es wird also, als diese Wälle entstanden, nur ein Firnfleck mit steilgeneigter Oberfläche das Kar erfüllt haben, und die Blöcke, die sich an seinem Vorderrand ansammelten, werden zumeist einfach von den überragenden Felszacken bis an den Fuß des Schneefeldes abgerutscht sein und sich dort zu moränenartigem Wall angehäuft haben.

Verfolgen wir den Abfluß des kleinen Teiches, die große Lomnitz, weiter stromabwärts, so sehen wir aber, daß es bei einer solchen Firnfleckbildung keineswegs immer geblieben ist; sondern daß sich früher von der Teichgrube aus eine Eiszunge nordwärts erstreckte. Es schließt sich an die Teichgrube ein weites zungenförmiges Becken an, welches sich am Ostfluß des steilen Abfalles des Silberkammes weit nach Norden erstreckt, von einem hohen Blockwall im Osten begleitet und im Norden verriegelt. Der nördliche, tiefste Teil dieses Beckens wird von einer völlig ebenen Torfmoordecke erfüllt. Der südliche Teil ist zugeschüttet von den Blöcken, die der Fluß in postglazialer Zeit aus dem engsten, jüngsten Moränenkranz herausgespült und zu dessen Füßen abgelagert hat. In der Mitte läßt sich eine kleine wallartige Blockanhäufung quer über das Becken verfolgen. Sie zeigt uns eine kurze Stillstandslage des Gletscherendes bei seinem Rückzug aus dem zweitjüngsten in das jüngste Becken, die Teichgrube, an. Wie schon gesagt wurde, war dieses ältere Gletscherbecken im Westen nicht durch eine eigentliche Seitenmoräne, sondern durch den steilen Abfall des Silberkammes begrenzt. Die Blöcke, die sich einst hier am Gletscherrande anhäuften,

liegen jetzt unter dem gewaltigen Schuttmantel, der den Fuß der Steilwand bedeckt, begraben. Viele Blöcke werden wohl auch ihren Weg über den wahrscheinlich etwas quergeneigten Gletscher auf die östliche Seite des Eises hinüber gefunden

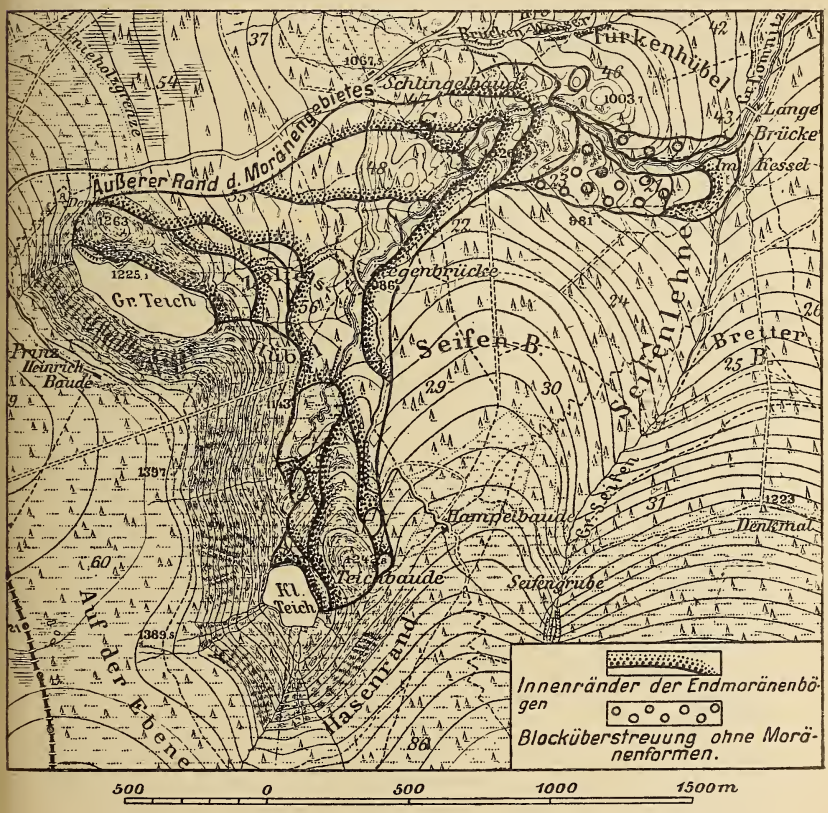

Fig. 1.
Die Glazialbildungen an den Teichen.

Die Innenwände der Endmoränenbögen sind durch Punktierung bezeichnet. Im äußersten Ende dieser Bögen finden sich z. T. noch ebene Reste der ehemaligen Ziegenbecken.

haben, und dadurch wird die Größe und Mächtigkeit der östlichen Seitenmoräne sich zum Teil mit erklären. Gewaltig ist vor allem das obere, südliche Ende dieser Ostmoräne. In der Firnregion, im eigentlichen Teichbecken, erweitert sich

das Gletschergebiet plötzlich stark nach Osten, und so entstand dicht nördlich von der Stelle, wo jetzt die Teichbaude steht, ein einspringender Winkel im Eisgebiet. In diesem sammelten sich die Granitblöcke vor allem und häuften sich zu dem gewaltigen 60 m hohen Hügel an, der sich hinter der Teichbaude erhebt. Dieser Hügel wirkte aber seinerseits wieder rückstauend auf den Firn und das Eis der Teichgrube, es sammelten sich hinter ihm große Firnmassen an und flossen zeitweise auch östlich von ihm zwischen der eigentlichen Ostseiten-Moräne und dem Gehänge unter der Hampelbaude ab. So entstand hier außerhalb des Hauptgletscherbeckens ein kleiner Nebengletscher (man könnte ihn nach Analogie der parasitären Krater eines Vulkans als parasitären Gletscher bezeichnen). Dieses Gletscherchen streckte sich bei etwa 30—50 m Breite 170 m weit nordwärts bis fast an den Fahrweg Schlingelbaude-Hampelbaude und hinterließ beim Abschmelzen zwei sehr kleine, aber modellartig schöne Endmoränenbögen mit gut ausgeprägten kurzen Zungenbecken.

Auch am großen Teich kann man zwei gesonderte, nur diesem Firnbecken zugehörige Endmoränenstaffeln nachweisen. Die letzte, oberste und jüngste ist der gewaltige Blockwall, der zurzeit den Teich gegen Nordosten abschließt und im Punkte 1263 seine höchste Erhebung hat. Jenseits dieses Walles fällt der Berghang ziemlich steil ab, und daher ist es hier nicht zur Bildung eines wohlausgeprägten Gletscherbeckens gekommen. Immerhin kann man in halber Höhe gegen die Ziegenbrücke am sog. Zölfelshübel noch eine deutliche Staffel erkennen, und sogar den sichelförmigen, noch nicht von der darüberliegenden Schuttmasse zugeschütteten Rest einer sumpfigen Depression, den Rest eines alten Zungenbeckens.

Waren in den bisherigen Staffeln die Eismassen der beiden Teiche noch voneinander getrennt, so legt uns die nächsttiefere, nächstältere Endmoräne den Beweis vor, daß zeitweise auch die Eismassen, die aus beiden Teichgruben unter dem Firn herausströmten, sich zu einem einheitlichen Gletscher vereinigten.

Wenn man von der Ziegenbrücke auf dem kleinen Waldweg östlich des Baches nach Norden wandert, so überschreitet man wenige 100 Schritt, bevor man den Weg Hampelbaude-Kessel-Waldhaus erreicht, einen auffällligen, nach Westen steil, nach Osten flach abfallenden Bergwall; da zurzeit das Gehölz dort ziemlich niedrig ist, kann man den Steilrand weithin übersehen und bemerkt, wie er in einem weiten, nach dem Gebirge zu offenen Parabelbogen eine völlig ebene, an-

moorige Fläche umzieht. Es ist eine große, prachtvoll entwickelte Endmoräne, die ein weites, schön entwickeltes Zungenbecken einschließt. Nach Süden zu steigt das Gelände in unregelmäßigen Schotterhaufen gegen die beiden vorhin erwähnten unteren Staffeln des Großen-Teich-Gletschers und des Kleinen-Teich-Gletschers an. Teilweise sind diese Massen wohl schon vom Gletscherbach selbst vor der Endmoräne in das vorliegende ältere Zungenbecken hinausgeschüttet worden (Sander), teilweise sind sie aber auch in postglazialer Zeit vom Regen und den jetzigen Bächen aufgeschüttet, als die ersten Anfänge der Zerstörung der Endmoränen und der Zufüllung der Zungenbecken. Es sind also Schuttkegel des postglazialen Zerstörungswerkes an den glazialen Bildungen.

Jenseits des eben besprochenen Walles schließt sich ein Gebiet an, welches schon durch seinen Forstnamen, die Türkenhübel, als ein besonders von der riesengebirgischen Landschaft sich unterscheidendes gekennzeichnet wird. Auch die Darstellung auf dem Meßtischblatt zeigt uns deutlich, daß hier eine besondere Landschaftsform vorliegen muß. Es ist ein regelloses Gewirr niedriger Sand- und Schotterhaufen, durch die sich der Bach eine enge, steilwandige Talrinne gerissen hat. Zwischen den Sandrücken liegen zahlreiche kleinere abflußlose Becken, und unter anderen auch eine auffällige beckenförmige Erweiterung der Bachrinne. Sie ist mit ebenen, wohlgerundeten Schottern erfüllt, und man erkennt leicht, daß hier ein von jüngeren Alluvionen fast wieder zugeschüttetes Zungenbecken vorliegt, um welches sich die Hügel als halbkreisförmiger Endmoränenwall gruppieren. Nahe außerhalb dieses Walles ist ein zweiter, dicht angeschmiegter Wall kenntlich, der aber kein Zungenbecken umschließt. Jenseits des äußersten Walles fällt das Gelände jäh ab. Auf der Höhe nahe westlich vom Punkte 1003,7 liegt noch ein kleiner Denudationsrest von Sand und Kies, der Abhang selbst zeigt aber ganz im Gegensatz zum Abhang nordöstlich vom Großen Teich weder Sand- und Schotterbedeckung noch wallartige Stufenbildung. Das Bachtal ist tief in anstehendem Granit eingerissen, und nur eine besonders starke Bedeckung mit eckigen Granitblöcken erregt in diesem Gebiet unsere Aufmerksamkeit.

Oberhalb des sog. Kessels aber, kurz ehe der Seifenbach und die Große Lomnitz sich vereinigen, finden wir wieder eine Aufschüttung gewaltiger Blöcke mit zwischengeschalteten regellosen Schottern und Sanden, die im Einschnitt des Weges nach der Hampelbaude gut aufgeschlossen ist, und aus deren Grund-

wasservorrat die Gemeinde Krummhübel neuerdings ihr Trinkwasser entnimmt.

Diese Block-, Geröll- und Sand-Aufschüttung zeigt eine ziemlich ebene Oberfläche, aber ohne Wall- und Beckenbildung. Man könnte sie also zunächst für eine Akkumulationsterrasse ansprechen, die sich vor dem Abfall, auf dessen oberer Fläche das Gletscherende lag, aufhäufte. Die Schüttung ist aber so regellos, ungeschichtet und moränenartig, daß es doch wohl richtiger ist, anzunehmen, der Gletscher sei tatsächlich zur Zeit seiner größten Ausdehnung mit seinem äußersten Zungenende bis hier herabgekommen.

Unterhalb dieser Stelle finden sich keine Spuren mehr, die auf einen Gletscher schließen lassen. Das Bachbett ist zwar ganz besonders stark mit wildem Blockwerk erfüllt, und hier und da findet man (z. B. beim Waldhaus) auch blockbeschüttete Terrassenbildungen. Aber es sind dies alles Erscheinungen, die auch in anderen Tälern des Riesengebirges vorkommen, und daß sie hier im Lomnitztal besonders stark entwickelt sind, liegt wohl nur daran, daß der Bach in seinem Oberlauf im Moränengebiet viel mehr als andere Bäche lose Blockmassen zur Verfügung hat, die er in die tieferen Teile mit herabreißen kann. Eine besondere fluvioglaziale Vorschüttungsmasse, die von den Geröllmassen anderer Bäche nicht nur dem Grade, sondern auch der Art nach verschieden ist, vermag ich nicht zu erkennen.

Werfen wir jetzt unseren Blick noch einmal vergleichend zurück auf die Gesamtheit der Erscheinungen, so finden wir eine gleichmäßig und gesetzmäßige Zunahme nicht nur in der Jugendlichkeit der Formen der Endmoränenbögen, sondern auch in der Füllung der Zungenbecken (Abb. 2). Die unterste, noch etwas fragliche Staffel ist zu einer Terrasse eingeebnet, an dem Türkenhübel umschließt der nicht mehr ganz klare Endmoränenwall ein Becken, das mit Sanden und Schottern fast ausgefüllt ist. Der große, recht deutliche Parabelwall nördlich von der Ziegenbrücke umschließt ein mooriges Becken, dessen hinterer Teil von jüngeren Schuttmassen halb zugeschüttet ist. Zwischen der Ziegenbrücke und der Teichbaude finden wir ein schwammiges, noch mit Wassertümpeln durchsetztes echtes Moor, und das Teichbecken selbst ist noch nicht verlandet, obwohl sich die Schuttströme von allen umgebenden Felsenrinnen aus bedrohlich gegen die Teichmitte vorschieben. Es zeigen also natürlich die äußeren Moränenbögen ältere, die inneren ganz jugendliche Formen, wir sehen aber nirgends einen scharfen Hiatus, der es uns erlauben würde, mit Sicher-

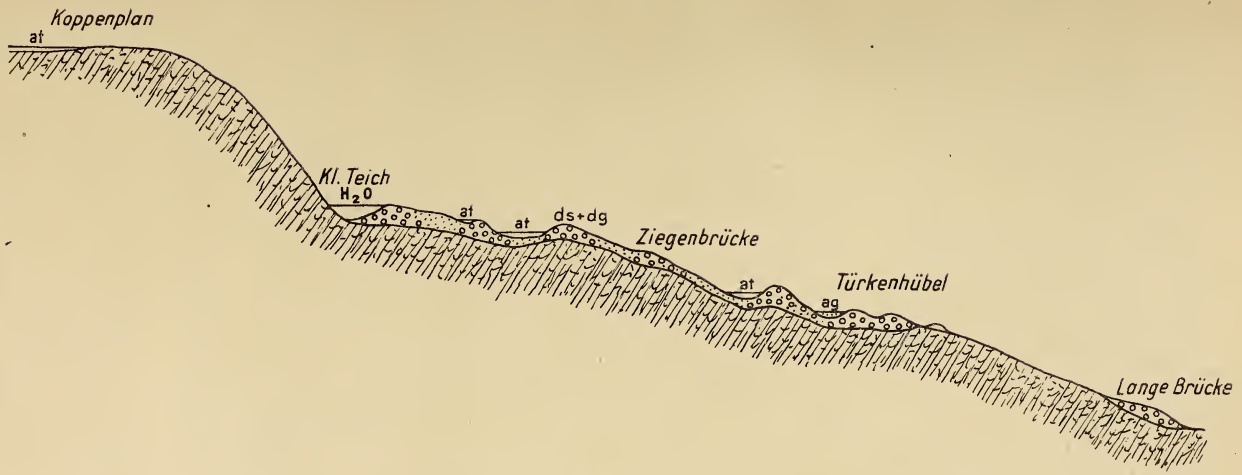

Fig. 2.
Profil durch das Moränengebiet entlang der Großen Lomnitz.
ds + dg Moränen und fluvioglaziale Schotter. *ag* alluviale Schotter. *at* alluviale Torfmoore.

heit die unteren Staffeln etwa einer älteren Eiszeit zuzuweisen als die oberen.

Die diluvialen Bildungen des Melzergrundes.

Wenden wir uns nun dem benachbarten Melzergrunde zu, so finden wir hier nirgends Endmoränenwälle und Zungenbecken. Das Talende bildet einen großartigen, karartigen Felsenzirkus. Bald hinter der Vereinigung der Quellbäche beginnt eine Terrasse, geschichtet und aus wohlgerundeten Geröllen bestehend. Die Blockmassen, welche den Fuß der Talwände überschütten, sind scharfkantig und zeigen keine Andeutungen eines Massentransportes in der Richtung des Talweges. Der Bach schneidet sich langsam immer tiefer in die Terrasse ein, deren Fläche sich zuletzt mehr als 20 m hoch über dem Wasserspiegel befindet. Sie trägt hier die Melzergrundbaude, nahe stromabwärts von diesem Punkt bricht die Terrasse, die eine reine Akkumulationsbildung ist, jäh ab, und bis zum Ausgang des Melzergrundes bis zur sog. Pionierbrücke finden sich nur noch vereinzelte Spuren niedriger Terrassenbildungen. Die große Terrasse der Melzergrundbaude ist deutlich fluviatil. Die Gerölle sind wohlgerundet, und, was sehr bezeichnend ist, es finden sich auf der rein aus Granit bestehenden Westseite des Tales massenhaft Glimmerschiefergerölle von der Ostseite. Einen solchen Transport auf die andere Seite der Tallinie kann wohl ein mäandrierender Bach, aber nicht ein die ganze Talbreite erfüllender Gletscher bewirken. Die Terrasse selbst ist also fluviatil, immerhin bleibt aber das jähe Abbrechen der Terrassenbildung merkwürdig, und ich kann mir wohl denken, daß ursprünglich bei der Melzergrundbaude eine Endmoräne gelegen hat, die aber jetzt fluviatil umgearbeitet und eingeebnet worden ist. Partsch erwähnt noch, daß sich die Terrasse auf der Ostseite des Tales vom Gehänge ablöse und wallartig der Mitte des Tales zustrebe; ich glaube aber, daß hier nur eine kleine Erosionsrinne vorliegt, die sich zwischen dem Terrassenende und dem benachbarten Gehänge eingeschnitten hat. Ich sehe also im Melzergrund keine Endmoräne und kein Zungenbecken, halte es aber doch mit Partsch für sehr wahrscheinlich, daß sich vorübergehend bis zur Melzergrundbaude ein Gletscher herabgestreckt hat. Die reißenden Wassermassen, die seit dem Schwinden des Gletschers das Tal herunterfegten, haben aber bereits alle typischen Glazialformen wieder zerstört. Vielleicht hat auch der Gletscherbach selbst schon, da er die ganze Breite des schmalen Talgrundes erfüllte, die Bildung

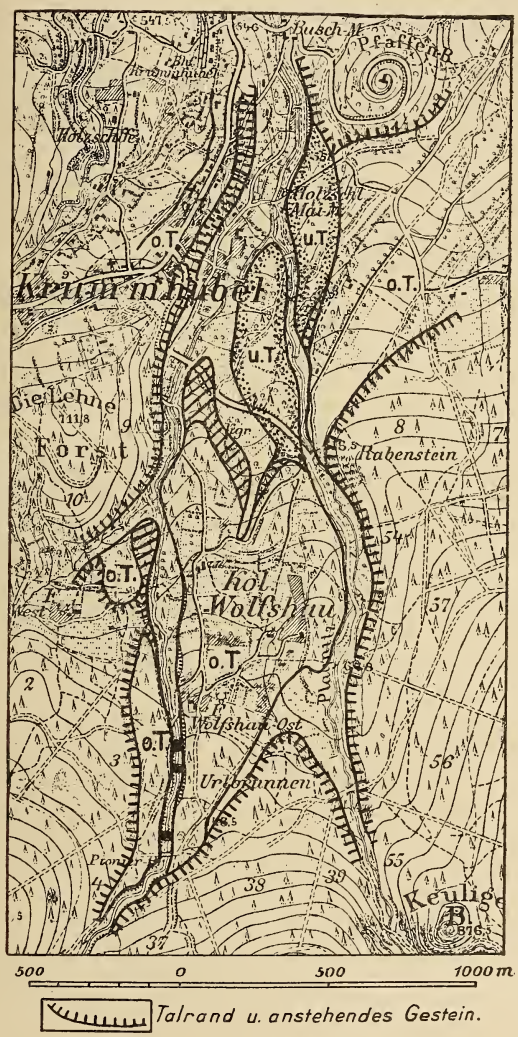

Fig. 3.
Die Terrassen am Ausgange des Melzergrundes.
o. T. obere Terrasse der Lomnitz. *u. T.* untere Terrasse der Lomnitz.

echter, bogenförmiger Endmoränen verhindert. Auch im Riesengrund zeigen die dort allerdings viel deutlicheren Moränen auffallende Anklänge an jäh einsetzende und jäh abbrechende Terrassenzüge; schöne bogenförmige Endmoränen bildeten sich nur, wo der Gletscher über ein breites offenes Gehänge zu Tal steigen konnte.

Eingehende Erörterungen widmet PARTSCH auch den Bildungen am Ausgange des Melzergrundes, dem sog. Wolfshauer Schuttkegel (vgl. Abb. 3). Schon E. WERTH hat diese Anschauungen in einzelnen Punkten modifiziert, und auch ich bin zu etwas abweichenden Ansichten gekommen.

PARTSCH sieht in der kegelförmigen, mit wilden Blockmassen überschütteten trichterförmigen Erweiterung des Lomnitztales einen Aufschüttungskegel, der sich als Sander vor dem Gletscherende aufgeschüttet hat. Da diese Bildung dicht oberhalb der erwähnten Pionierbrücke aufhört, so glaubt er, hierhin eine äußerste Endstaffel der Vergletscherung legen zu dürfen. Nun hat schon WERTH darauf hingewiesen, daß diese Schotter gar nicht so sehr mächtig seien, sondern daß mehrfach im Bachbett, weiter unterhalb sogar an den Wänden der der Bachrinne, der feste Granit anstehe. WERTH zeigt auch, daß die Annahme von PARTSCH irrtümlich ist, der Schuttkegel neige sich an seinem Ende scharf gegen die Krummhübler Häuser hinab und ende an der Maimühle; es bilde vielmehr die von Schotter bedeckte Ebene, die nach Ober-Steinseifen zieht, die Fortsetzung dieser Terrasse.

Ich muß mich dieser WERTHschen Ansicht völlig anschließen. Meine Beobachtungen begannen unten am Rande des nordischen Inlandeises im Erdmannsdorf-Lomnitzer Kessel. Von dort konnte ich die Terrasse, die sich auf den nordischen Geschiebelehm auflegt, ganz deutlich bis nach Steinseifen verfolgen. Wenn man in der Nähe des Steinseifener Vorwerks auf offenem Felde stehend gegen Wolfshau hinaufblickt, so sieht man, daß sich der „Wolfshauer Schuttkegel“ mit der Talaue zwischen Pfaffenberg und Ziegenrücken zu einem stark ansteigenden, aber ununterbrochenen Talzuge vereinigt, der aus dem engen Melzergrund trompetenförmig sich erweiternd hervorbricht. Das jetzige Plagnitztal durchschneidet als deutlich jüngere Rinne diesen Talzug spitzwinklig. An seinen Hängen ist beiderseits unter dem Schotter des alten Talzuges der Granit angeschnitten.

Am Ostrande des Wolfshauer Schuttkegels zieht sich eine deutliche alte Flußrinne gegen den Ausgang des Eulengrundes hin. Hier lag also ehedem die Vereinigung von

Plagnitz und Lomnitz. Der größte Teil des Schuttkegels liegt daher unterhalb der ehemaligen Talvereinigung und gehört beiden Tälern an. Die großen Geröllblöcke bestehen allerdings alle aus Granit, zwischen ihnen verstecken sich die kleinen Glimmerschieferblöckchen, auch hat der viel längere und wasserreichere Melzergrundbach viel mehr herabgeschwemmt als der Eulengrund. So sieht es aus, als ob der ganze Schuttkegel dem Melzergrund angehöre und der Eulengrund gar keinen diluvialen Schuttkegel besäße.

Dem Lomnitztal folgt unterhalb Krummhübel noch eine zweite niedrigere Terrasse. Sie läßt sich bis Mariensruh verfolgen, sie nimmt ihren Weg durch das jüngere Lomnitz- und Plagnitztal, das sich westlich um den inselförmigen Kegel des Pfaffenberges herumzieht und spitzwinklig das ältere Tal durchschneidet. Dieser Terrasse gehören auch die niedrig gelegenen Schotter unterhalb des Wirtshauses zum Rabenstein an, welche Partsch seinerzeit als schnell abfallendes Ende des Wolfshauer Schuttkegels aufgefaßt hat.

Spuren einer solchen Niederterrasse finden sich auch noch in der Erosionsrinne, die der Lomnitzbach in den Wolfshauer Schuttkegel hineingenagt hat. Ich will das nicht leugnen, obwohl mir zum Teil nur altalluviale Schotteranhäufungen im Talzuge vorzuliegen scheinen. Ich kann aber in diesen Spuren der allverbreiteten Niederterrasse keine besonderen fluvioglazialen Beweise für eine getrennte zweite Vereisung des Melzergrundes sehen.

Erwähnen will ich noch, daß sich diese Niederterrasse auch im Krummhübeler Tal bis ans Alexandrinenbad hinaufzieht und wahrscheinlich mit dem Terrassenrest am Waldhaus gleichen Alters ist.

Die Blöcke auf dem ebenen Geländestreifen, auf welchem sich die Krummhübeler Straße hinzieht, fasse ich ebenfalls als Terrasse auf; sicherlich bilden sie eine Terrasse nördlich vom Bahnhof. Sie sind der Talboden der älteren Großen Lomnitz, die sich erst nördlich vom Pfaffenberg mit der Plagnitz und Kleinen Lomnitz vereinigte.

Der Pfaffenberg und die „Lehne“ hingen also zur Zeit der Hochterrasse noch zusammen, wahrscheinlich nur durch einen schmalen und niedrigen Grat; denn der Eulengrund-Melzergrund-Bach wurde durch den harten, von Granit durchtrümerten Gneis des Rabensteines zu einem Bogen nach Westen genötigt, der Groß-Lomnitzbach durch den festen, fast gleichkörnigen Granit des Heidelberges zu einem Bogen nach Osten, so daß sich hier die beiden Paralleltäler sehr nahe kamen.

Erst in der Erosionszeit zwischen Hochterrasse und Niederterrasse wurde der Riegel von Nordwesten her durch rückschreitende Erosion zersägt, Melzergrundbach und Eulengrundbach wurden westlich um den Pfaffenberg herum abgelenkt. Der Eulengrundbach mußte sich dabei sein neues Tal spitzwinklig durch das alte hindurchlegen. Noch heute sieht man, daß der Nordostabfall der Lehne und der Südwestabfall des Pfaffenberges einen frischen Anschnitt mit viel steileren, jugendlicheren Geländeformen bilden.

Die Gletscher im böhmischen Anteil des östlichen Riesengebirges.

Ganz kurz will ich nur auf die Vergletscherung des böhmischen Anteils im östlichen Riesengebirge eingehen. Wie im Melzergrunde hat ein Teil der Moränen besonders im unteren Riesengrund mehr die Form jäh einsetzender blockreicher Terrassen, trotzdem ist aber natürlich an einer sehr beträchtlichen Gletscherbildung im Riesengrunde nicht zu zweifeln. Ebensowenig wird wohl jemand die deutlichen Spuren des Braunkesselgletschers zu leugnen imstande sein.

Anders verhält es sich mit der Gletscherbildung im Langen Grunde bei St. Peter. Hier sagt Partsch selbst, daß es nur niedrige Moränen seien, und daß man deren Ende nur annähernd bezeichnen könne. Aber dennoch glaubt er einen Gletscher annehmen zu müssen, der durch den Klausengrund herabgekommen sei. Von der Einmündung dieses Grundes ab finden sich nämlich plötzlich Granitblöcke in den Alluvionen des Langen Grundes, und da der Ziegenrücken aus Schiefer besteht, und der Granit erst jenseits dieses Grates auf den Ebenen der Weißen Wiese ansteht, so muß ein Gletscher den Granit von dieser Hochebene aus über den Grat hinwegtransportiert und in das Flußgebiet des Langen Grundes gebracht haben. Auffällig ist schon, daß der Klausengrund, obwohl er vergletschert gewesen sein soll, so gar keine glazialen Formen zeigt, sondern sich als reine Erosionsrinne darstellt. — Bei einem Aufstieg über den neuen Weg von St. Peter nach der Rennerbaude entdeckte ich nun hoch oben am Hange des Ziegenrückens, nicht in der Schrunde des Klausengrundes, sondern etwas westlich davon, im Gehängeschutt, massenhafte Granitblöcke. Kein Zweifel, der Granit sendet in die kontaktmetamorphen Schiefer, welche den Ziegenrücken zusammensetzen, an einer Stelle eine Apophyse oder eine Ausbuchtung hinein, die bis auf die andere Seite des Grates hindurchragt. Von dieser Stelle aus rollen die Granitblöcke in den Klausengrund ab und sind daher von

dessen Einmündung an auch in den Alluvionen des Langen Grundes zu finden.

Das Vorkommen des Granits im Langen Grund veranlaßte PARTSCH auch zu einer anderen Hypothese. Ein Gletscher, dessen Firn auf einer Hochebene liegt, und dessen Eiszungen über deren Rand abfließen, ist ein Gletscher vom norwegischen Typus, es ist ein Fjellgletscher. Ein Gletscher, dessen Firn in einer grubenartigen Vertiefung des Gehänges, am oberen Anfang eines Tales liegt, ist ein Gletscher vom alpinen Typus, ein Kargletscher. Da PARTSCH nun im Klausengrund einen Fjellgletscher nachgewiesen zu haben glaubt, so nimmt er an, daß in der Hauptgletscherzeit auch die anderen Gletscher in den Teichgruben, vor allem aber im Melzergrund und im Riesengrund ihr Nährgebiet auf der Ebene des Koppenplanes gehabt hätten und bereits als Eiszungen sich steil in diese Täler hinunterzogen. Erst in den späteren geringeren Phasen hätte das Nährgebiet in den Karen und karähnlichen Talanfängen gelegen; die obersten Moränen sind ja zweifellos als Kargletschermoränen z. T., wie wir sahen, fast nur als Sturzmoränen am Firnfleckrande anzusehen. PARTSCH bezweifelt sogar, ob ein Kargletscher sich ein Kar selbst zu schaffen vermöge; denn das Kar, sagt er, muß doch vorhanden sein, damit der Kargletscher entstehen kann. Das ist zweifellos richtig insofern, als eine Vertiefung vorhanden sein muß, in der sich große Firnmassen ansammeln können, aber die Karform erhält diese Vertiefung eben erst unter dem Firn durch den Prozeß der Gletscherbildung. Nehmen wir als Beispiel einmal die Seifengrube, einen rein durch Wassererosion entstandenen Talrinnenanfang. Würde jetzt eine neue Zeit mit starkem Schneefall und nicht zu kalter Temperatur kommen, so würden sich in dieser Seifengrube große Schneemassen anhäufen. Wenn der Schnee sich in Firn verwandelt und dieser Firn in seinen tiefsten Teilen in den latent flüssigen Zustand der Regelation gerät, so wird er am vorderen Ende des Firnfleckes als Gletscherzunge herausgequetscht. Er fließt also am Boden der Grube nach vorn, an deren Hinterwand sackt er von oben nach und räumt auf diese Weise alles lose Geröll der ehemaligen Grubenwände nach vorn heraus. Auch wenn die eigentlichen Schuttmassen hinausbefördert sind, dringt das zähe Gletschereis in alle Spalten und Fugen des klüftigen Gesteins und reißt neue Blöcke aus ihrem Verband heraus, so daß die V-förmige Erosionsrinne zur U-förmigen zirkusartigen Kargrube sich erweitert. Das Abschleifen spielt nach meiner Überzeugung eine recht geringe Rolle, die Haupt-

wirkung ist das Ausräumen, welches das Gletschereis wie kein anderes Agens zu bewirken vermag.

Altersbeziehungen der Moränen zueinander und zur nordischen Vereisung.

In der Entscheidung der wichtigen und schwierigen Frage, ob die Moränenbildungen des Riesengebirges verschiedenen Eiszeiten oder alle derselben Eiszeit angehören, schließe ich mich vollständig der Meinung von E. WERTH an, der die Moränen als Staffeln einer Eiszeit auffaßt. Die Gründe, welche PARTSCH veranlaßten, zwei Eiszeiten anzunehmen, sind sämtlich nicht ganz stichhaltig.

Der Hauptbeweispunkt ist ihm der, daß die untere Moräne des Schneegrubengletschers bei den Bärlöchern eine deutliche Teilung in zwei Eisströme, je einen aus der Großen und aus der Kleinen Schneegrube, zeigen, während die weiter oben gelegenen Moränen beide Gruben in einem Bogen umschließen. Es muß also früher der Grat, welcher noch jetzt die Gruben trennt, sich viel weiter nach vorn erstreckt und die Zweiteilung des Gletschers bewirkt haben. In der Zeit zwischen der oberen und der unteren Moräne wurde er wegerodiert, folglich muß in diesen Zeitraum eine Interglazialzeit fallen. Ich glaube mit WERTH, diese Annahme ist nicht nötig. Die Zerstörung des trennenden Walles kann auch unter dem Eis während der Vergletscherung vor sich gegangen sein. Ich meine sogar, das Vorhandensein der zwei getrennten Moränen ist gar nicht einmal ein sicherer Beweis für eine Zweiteilung des ganzen Gletschers, sie zeigt uns nur, daß er in zwei Zungenspitzen endigte. Eine ganz geringfügige Bodenerhebung im Untergrunde der Eismasse, die vielleicht gar nicht bis an den Grat zwischen den beiden Kargruben hinaufreichte, kann die Entstehung zweier paralleler Hauptströmungsrichtungen im Eise verursacht und dadurch bewirkt haben, daß der Gletscher in zwei Zungen sich auszog.

Ein weiterer Beweispunkt von PARTSCH ist der, daß sich die Moränen ihrer Höhenlage nach in zwei Stufen gliedern lassen. Eine in 800 m, eine in 1000 m Seehöhe. Nun sind aber diese Zahlen nur sehr angenähert richtig. Manche von den Gletscherendpunkten sind von PARTSCH nur vermutet, z. B. am Ausgange des Melzergrundes, andere erscheinen mir immerhin fraglich, z. B. die terrassenartige Blockhäufung an der langen Brücke. Von den unbestreitbaren Endmoränen haben nur die des Riesengrundes und Braunkesselgletschers eine sehr tiefe Lage. Die „unteren“ Moränen der Schneegruben

liegen für die Agnetendorfer Schneegrube in 928 m, für die Bärlöcher sogar in 985 m Seehöhe. Ich möchte auch meinen, daß zwar die Schneegrenze bei einem bestimmten Klima eine bestimmte Höhenlage einnimmt, daß aber der Endpunkt der Gletscherzungen zu sehr von örtlichen Verhältnissen abhängt (Größe des Firnbeckens, Neigung des Vorlandes, Exposition gegen die Sonnenstrahlung usw.), und daher zu gleicher Zeit selbst bei benachbarten Gletschern sehr verschieden hoch liegen kann. Daß zwischen dem Maximum der Gletscherausdehnung und dem Ende der Vereisung eine Hauptstaffel stationär bleibender Gletscherendigung sowohl in den Schneegruben als an den Teichen, als im Riesengrunde nachweisbar ist, soll nicht geleugnet werden, aber sie ist nur eine unter vielen kleinen Staffeln, eine Klimaschwankung, aber keine Interglazialzeit. Der Unterschied im Erosionszustand zwischen der oberen und unteren Moränengruppe ist auch viel zu gering, um eine ganze Interglazialzeit zwischen sie zu legen.

Weiter führt PARTSCH als Beweis an, daß sich die jüngeren Terrassen durch die Erosionsrinne in den älteren hindurch bis an die oberen Endmoränen verfolgen lassen. Wir haben schon bei der Besprechung der Verhältnisse des unteren Melzergrundes gesehen, daß es sich nur um sehr geringe Reste der Niederterrasse handelt, die sich als Spuren vom Hirschberger Tal aus aufwärts verfolgen lassen. Dort hat die Trennung in obere und untere Terrasse ihre Hauptausbildung, und dort im Unterlauf der Flüsse liegt auch der Grund für die doppelte Terrassenausbildung. Ein Rückstau von unten, nicht eine Schotterflut von oben hat die Terrassen gebildet. Der erste Rückstau war ohne Zweifel durch das nordische Eis bedingt, welches die Täler verriegelte, die oberen Terrassenschotter legen sich als dünne Deckschottermasse auf den nordischen Geschiebelehm auf. Was die Niederterrasse verursachte, wissen wir nicht. Ich vermute, es war eine spätere, jüngere nordische Vereisung, die nicht mehr bis ins Sudetenland vordrang, aber doch die Erosionskraft der nordwärts strömenden Flüsse lähmte.

Endlich führt PARTSCH unter Hinweis auf die Granitführung des Langen Grundes noch an, daß es eine ältere Vereisung mit Fjelltypus gegeben haben müsse gegenüber der jüngeren mit Kartypus. Wir konnten aber diese Granitführung sehr einfach auf andere Weise erklären. So fällt auch diese Stütze der beiden Eiszeiten in sich zusammen.

Meiner Überzeugung nach haben wir keinen Grund, im Riesengebirge mehr als eine einmalige einheimische Vereisung anzunehmen.

Welches war nun das Alter dieser Vereisung? Zunächst wird jedermann geneigt sein, anzunehmen, die einheimische Vereisung der Höhen war gleichzeitig mit der nordischen Vereisung des Hirschberger Tales. Ich glaube aber, gewichtige Einwände hiergegen anführen zu können: Überall, wo wir in den Sudeten eine nordische Vereisung gehabt haben, finden wir eine bedeutende nachweislich postglaziale Erosion. Wir wissen, daß das tiefe Schlesiertal bei Charlottenbrunn, daß die gewaltige Sattlerschlucht bei Hirschberg weit über 100 m tief im festen Gneisgestein erst nach dem Rückzug des nordischen Eises von den Flüssen ausgenagt ist. Wo wir Grundmoränen oder Endmoränen des nordischen Eises sehen, sind ihre Formen greisenhaft und verflacht. Die wertvollen Forschungen TIETZEs im Gebiet bei und nördlich von Breslau haben es so gut wie sichergestellt, daß die letzte Vereisung nur den nördlichsten Teil der Provinz Schlesien berührt hat, und daß alle Glazialmassen im Hauptteil Schlesiens spätestens der vorletzten Eiszeit angehören.

Hiermit stimmen aber die Moränenformen der einheimischen Gletscher gar nicht überein. Selbst die untersten, also ältesten Moränen sind am Gehänge noch so schön erhalten, daß PARTSCH z. B. von dem Moränenkranz an den Bärlöchern sagt, sie liegen „als elliptische Kurve frei auf dem Gehänge, wie wenn die Eiszunge eben erst zurückgewichen wäre aus der Blockhülle, von der sie umfaßt war“. Die Bäche haben nur erst eine schmale, kleine Erosionsrinne durch den lockeren, leicht transportierbaren Schutt gerissen. Und wie wild sind gerade hier im Gebirge die Erosionskräfte an der Arbeit! Sollte dies wirklich die ganze Wirkung sein, welche die Gebirgsbäche seit der vorletzten Eiszeit an den lockeren Schutt hervorzubringen vermochten? Leider treten ja nirgends einheimische und nordische Moränen in unmittelbare Beziehung zueinander, also gibt es für die Altersverhältnisse beider zueinander keine sicheren Beweise. Je mehr ich mich aber mit der Frage beschäftigt habe, um so fester ist bei mir die Überzeugung geworden: Die nordische Vereisung des Riesengebirges gehört der vorletzten, die einheimische Vereisung gehört der letzten Eiszeit an.

Wie ist das zu erklären? Man könnte annehmen, zur Zeit der nordischen Vereisung hätte auch das Gebirge seine Gletscher gehabt, aber deren Bildungen wären wieder verwischt. Aber einzelne Reste der alten Vereisung müßte man doch noch hier und da sehen, und ich habe eifrig nach solchen Resten einer älteren Vereisung gesucht. Ein Verdachtsmoment ist die Kar-

form des oberen Eulengrundes. Wenn man die zweifellos jüngere Talbildung, die südlich um den keuligen Berg herumgeht, sich ausgefüllt denkt, und eine ältere Öffnung des Eulengrundes über dem Sattel nördlich von diesem Berge annimmt, so erhält man das Bild eines riesigen Karzirkus. Aber das alles kann Täuschung sein. Es kann sich auch um eine durch Verwerfungsstufe, abgetrennt ältere zirkusartigeTalendigung handeln. Daß die Endmoränen in den tief eingeschnittenen Tälern des Riesen- und Melzergrundes die Form abrupter Terrassen angenommen haben, erfordert wohl kein hohes Alter zur Erklärung. Starke wasserreiche Flüsse wie die Aupa und die Kleine Lomnitz, die in derartig engem Tale hinfließen, besorgen solche Umarbeitung ohne Zweifel in kürzester Zeit. Vielleicht ist die abweichende Form sogar schon primär durch den Gletscherbach, der fast über die ganze Breite der schmalen Gletscherstirn austrat, bedingt. Eisenschüssiges Moränenmaterial findet man dicht östlich der Schlingelbaude, aber es läßt sich nicht von den nichteisenschüssigen, ganz jugendlich geformten Moränen der Türkenhübel trennen.

Deutlich gealterte und doch unzweifelhaft glaziale Bodenformen scheinen mir im Riesengebirge vollkommen zu fehlen.

Man könnte sich diese auffallende Erscheinung vielleicht dadurch erklären, daß zur Zeit der nordischen Vereisung die meteorologischen Verhältnisse im Gebirge ungeignet für die Gletscherbildung waren. Trockene Eiswinde, wie man sie auch zur Erklärung der Lößdecke in der „periglazialen“ Zone angenommen hat, fegten über das Gebirge und sammelten wohl Staubschneemassen an, ließen es aber nicht zu Regelation und Firnbildung kommen. In der letzten Eiszeit aber, als das Ende des nordischen Eises nur vorübergehend bis Grünberg vordrang, reichten die trockenen Eiswinde nicht ins Gebirge, die feuchtwarmen Südwestwinde entledigten sich hier an der Grenze gegen den kalten Luftgürtel, der das Inlandeis umgab, ihres Wassergehalts und schütteten gewaltige Schneemassen auf das Gebirge, die sich, da die Temperatur nicht allzu tief war, in Firn und Gletschereis verwandelten. Dann müßte allerdings das Riesengebirge in der letzten Eiszeit schon am äußeren Rande der periglazialen Trockenzone gelegen haben, und der gesamte Löß Böhmens müßte älteren Vereisungen angehören. Es könnte vielleicht auch wie der Tian-Schan im großen, das Riesengebirge im kleinen eine niederschlagsreichere Insel im Trockengebiet gewesen sein. Jedenfalls müssen doch insgesamt in der vorletzten Eiszeit die klimatischen Verhält-

nisse im Riesengebirge andere als in der letzten gewesen sein, und hierauf könnte der Mangel älterer Moränen beruhen. Aber der Grund, auf dem alle diese Schlußfolgerungen aufgebaut sind, die Verschiedenheit des Alters der nordischen und der einheimischen Vereisung im Riesengebirge ist ja viel zu unsicher, um solchen Spekulationen einen realen Wert zuerkennen zu können.

„Opferkessel."

Zum Schluß noch einige kurze Worte über die Opferkesselfrage. Daß es keine vom fließenden Wasser erzeugten Strudellöcher, noch viel weniger speziell von Gletscherbächen erzeugte Gletschermühlen sind, wird wohl von der weit überwiegenden Mehrzahl der Geologen jetzt anerkannt. In Übereinstimmung mit GÜRICH und anderen stelle ich mir die Entstehung eines solchen Opferkessels etwa wie folgt vor, und habe diesen Vorgang schon in den Erläuterungen zu Blatt Kupferberg kurz geschildert.

Kleine Wasserpfützen, die in zufälligen Vertiefungen der Felsplattform sich sammeln, durchfeuchten das unterliegende Gestein und lockern es durch Frostwirkung und chemische Zersetzung zu Sand auf. Ist die Pfütze ausgetrocknet, so wird der entstandene Sand vom Wind aus der Vertiefung herausgeblasen, und so entsteht ein immer tieferer Kessel, der immer mehr Wasser aufzunehmen vermag. Daß tatsächlich die Opferkessel Witterlöcher und keine Strudellöcher sind, beweist die Beobachtung, daß man an den Wänden der Opferkessel genau so wie an den Wänden verwitterter Felsen herauspräparierte größere Orthoklaskrystalle und geschwürartig sich vorwölbende basische Kugelschlieren findet. Wären die Kessel ausgeschliffen, so wäre dies undenkbar.

Kommt bei starkem Regen der Kessel zum Überfließen, so entweicht das Wasser an der tiefsten Stelle des Randes und nagt diese zu einer Rinne aus. Die Austiefung des Kessels und die Austiefung der Rinne gehen nun nebeneinander her, und die Kesselbildung kann so lange fortschreiten, bis die Rinnenbildung sie eingeholt hat. Dann wird alles Wasser vom Boden des Kessels sofort durch die Rinne abziehen können. Von da an erfolgt nur noch eine Erweiterung der Rinne und hiermit die Bildung eines „Sesselsteins". GÜRICH erklärt die Sesselsteine als Opferkessel, die längs einer senkrechten Spalte entzweigebrochen sind. In manchen Fällen mag sich das so verhalten, meist ist jedoch wohl ein Sesselstein das natürliche Endprodukt eines Opferkessels.

Wenn die hier angenommene Erklärung der Opferkessel richtig ist, so könnte man sich vielleicht wundern, warum derartige Bildungen nicht viel häufiger sind, warum nicht alle Granitfelsen des Riesengebirges, und warum nicht ebenso die Sandsteine, Schiefer usw. Opferkessel tragen. Es gehören jedoch zur Herausbildung solcher Kessel eine ganze Anzahl verschiedene Bedingungen, die nur ausnahmsweise alle zugleich erfüllt sind: Die Oberfläche des Felsblockes muß ungefähr eben sein, sie darf keine Vegetation oder Moosdecke tragen, und muß starkem Wind oder aufpeitschendem Regen ausgesetzt sein (daher Entstehung nur auf exponierten Felsen oder auf Felsvorsprüngen auf der Wetterseite, z. B. am Kynast). Das Gestein muß massig sein (Schiefer und kleinstückig zerfallende Gesteine sind ausgeschlossen); es muß fest gegen allzu schnelle Erosion sein (weiche Sandsteine sind ausgeschlossen), und muß doch dem Wasser durch eine gewisse schwache Porosität das Eindringen in die obersten 2—3 mm Gesteinsdicke gestatten (verkieselte und sehr festgefügte Gesteine sind ausgeschlossen). Das Gestein darf auch nicht allzu leicht verwittern oder sich lösen (Kalke, Trachyte usf. sind ausgeschlossen). Man sieht, es ist nicht so auffallend, daß im Riesengebirge nur der Granit, und auch dieser nur an einer verhältnismäßig kleinen Zahl von Stellen, die Opferkessel führt. Immerhin kann man die Zahl dieser Stellen, wenn man die Sesselsteine einrechnet, wohl auf mehrere tausend schätzen.

Nie wurde ein Opferkessel auf der oberen Fläche eines abgestürzten Blockes so gefunden, daß man annehmen müßte, das Loch wäre erst nach dem Absturz des Blockes entstanden. Denn die Blöcke der Absturzhalden behalten eine gleiche Lage nur während geologisch sehr kurzer Zeiten. Vielfach findet man hingegen lose Blöcke, die an ihren Seitenwänden Opferkessel zeigen, welche nur entstanden sein können, als diese Seitenfläche die horizontale Oberfläche einer feststehenden Felsbildung war. Der Mannstein bei der Goldenen Aussicht ist z. B. eine solche abgestürzte und umgekantete Felsplatte mit Opferkesseln, die noch jetzt neben dem Sockel liegt, von dem sie herabgestürzt ist. Manche horizontalen Oberflächen fester Felsköpfe tragen andererseits wohl deshalb keine Opferkessel, weil sie erst neuerdings durch Absturz auflagernder Quader bloßgelegt sind.

Bei meinen jahrelangen Wanderungen durch das Riesengebirge habe ich oft den Felsen schon von unten angesehen, daß sie Opferkessel oder wenigstens Sesselsteine tragen müssen, und nur in ganz seltenen Fällen habe ich Felsen gefunden,

die keine Opferkessel trugen, obwohl man keinen triftigen Grund dafür hätte anführen können, warum sie gerade hier sich nicht bilden konnten.

Die Opferkessel sind die normale Verwitterungsform frei aufragender Felsen des normalen Riesengebirgsgranits.

Zur Diskussion sprachen die Herren PHILIPP, WERTH und der Vortragende.

v.	w.	o.
KRUSCH.	HENNIG i. V.	BÄRTLING.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft

Jahr/Year: 1915

Band/Volume: 67

Autor(en)/Author(s):

Artikel/Article: Monatsberichte der Deutschen Geologischen Gesellschaft 49-82