

Morphogenetische Beobachtungen am Nordfuß des Reichensteiner Gebirges (im westlichsten Schlesien).

Von Dr. **Gustav Göttinger**.

(Mit 3 Tafeln.)

1. Die Terrassenlandschaft des Reichensteiner Gebirgsfußes.

Die in den Jahren 1912 und 1913 im Auftrage der k. k. Geologischen Reichsanstalt Wien von mir durchgeführte glazial-geologische Untersuchung der Fußregionen des Reichensteiner Gebirges und des Nesselkoppenkammes sowie des Bieletales unterhalb Freiwaldau zum Zwecke der Kartierung der jüngeren Bildungen auf dem Blatt Jauernig-Weidenau (Z. 4, Kol. XVI) bot mir Gelegenheit zu einer Reihe von morphologischen Beobachtungen, deren Resultate im Vorliegenden gebracht seien, zugleich als ausführliche Erläuterungen des in Bälde im Druck erscheinenden geologischen Kartenblattes, dessen Grundgebirgsanteil von Prof. A. Rosiwal eine sehr eingehende Kartierung erfuhr.

Der Nordostfuß des Reichensteiner Gebirges im äußersten NW von Österreichisch-Schlesien ist durch eine sehr scharfe, gerade Grenzlinie gegen das subsudetische Vorland, das in die preußische Neiße-Niederung übergeht, ausgezeichnet. Er ist ohne Zweifel tektonisch bedingt und durch den Einbruch des Gebietes NE davon verursacht worden. Die Begehung der Fußregion ließ aber erkennen, daß das Gebirge nicht unvermittelt sich über das Vorland erhebt, sondern, daß eine ziemlich gleichmäßige, 1—1½ km breite Terrasse dem Gebirge vorgelegt ist. Wir finden sie besonders entwickelt bei Weißwasser, im äußersten Nordwestzipfel von Österreichisch-Westschlesien, und von da über Ober-Gostitz, Weisbach und Jauernig gegen Wildschütz. Die Maximalhöhen halten sich zwischen Weißwasser und Ober-Gostitz um 360—370 m, bei Ober-Gostitz etwas über

390 m, von Weisbach über Jauernig hinaus bis zum Krebsbach um 370 m bis etwas über 380 m. Man kann sie daher als eine Terrassenrampe bezeichnen. Sie ist allenthalben in das Grundgebirge eingeschnitten, das nach den neuen Aufnahmen¹⁾ von Prof. Rosiwal aus einer bunten Folge von verschiedenen kristallinen Schiefen und Quarziten besteht und im allgemeinen nach N streicht. Die Terrassenfläche durchschneidet also die steil aufgerichteten Schichtenköpfe der kristallinen Schiefer; sie ist demnach offenkundig eine Erosionsform.

Es ergibt sich aber die Frage, durch was für eine Erosion sie entstanden ist. Die Terrasse hat nur im großen und ganzen eine ungefähr gleiche Höhe; im Detail ist sie sehr unduliert, was nicht allein auf die spätere Zertalung zurückgeführt werden kann. In manchen Gegenden, wie speziell um Jauernig herum bis Weisbach und Gostitz, beobachten wir auf dieser Fußterrasse Rundhöckerformen (Tafel I a, b). Häufig streichen die Rundhöcker S—N, sie folgen also ungefähr dem Streichen der Schichten,²⁾ was bemerkenswert ist, da die Eisbewegungsrichtung hier jedenfalls mehr von NE war. Tatsächlich kann man auch bei einigem Suchen erratische Funde machen; besonders häufig an erratischen Vorkommnissen ist die Terrassenlandschaft zwischen Weißwasser und Gostitz, wo rote Granite, rote Gneise, insbesondere erratische Basalte (die sehr gerundet sind und schon deshalb nicht als lokal angesprochen werden können), fremde Quarzite (namentlich Dalaquarzite) und andere Leitgesteine des Erratikums gesammelt werden können. Vereinzelte Erratika fanden sich zwischen Ober-Gostitz und Weisbach und nahe der Antoniuskapelle von Jauernig fand ich auch noch einen roten Granit. Man wird daher nicht fehlgehen, die Detailskulptur der Terrassenfläche der Wirkung des nordischen Eises zuzuschreiben. Zusammenhängende Schottermassen kommen jedoch auf der Terrasse, besonders wo sie Rundhöckerformen aufweist, nicht vor.

Es ist aber andererseits ausgeschlossen, daß durch die glaziale Erosion allein eine solche Vorstufe dem Gebirgsabfall eingekerbt werden kann, da jene mehr beckenausschürfend

¹⁾ Die ältere geologische Aufnahme stammt von Baron Camerlander (1885/86).

²⁾ Zum Teil knüpfen sich die Kämme an die härteren Schichtenköpfe (Amphibolitschiefer), während die weicheren Glimmerschiefer seltener Rippen bilden.

arbeitet und sich vor allem mehr als jede andere Erosion der verschiedenen Gesteinsbeschaffenheit anzupassen sucht. Der Gedanke, daß das Schmelzwasser des Eises, eventuell eine randliche Entwässerungsader des Eises, das sich, hier von NE kommend, vor dem Gebirge zurückstaute,³⁾ die Terrasse erodierte, ist aus dem Grunde von der Hand zu weisen, weil sich zusammenhängende fluvioglaziale oder fluviatile Schotter, wie erwähnt, auf der Terrassenfläche nicht finden, und unbegreiflich wäre, warum sie alle seit der Eiszeit von der Terrassenfläche abgewaschen worden sein sollten. Außerdem halten sich die Höhen in ungefähr gleichen Werten, und es läßt sich kein Gefälle der Terrasse weder nach SE, noch nach NW nachweisen.

Wenn daher für die Bildung der Terrassenfläche nicht die eiszeitliche Erosion in Betracht kommt, so muß sie älter sein als die Eiszeit. Die vorquartäre Entwicklungsgeschichte der Gegend, wie sie schon mehr auf Grund der geologischen Befunde im preußischen Nachbargebiet präzisiert werden kann, lehrt aber, daß dem Einbruch des Vorlandes eine Wasserbedeckung folgte, deren Reste in Form verschiedener Sande und Tone vornehmlich durch mehrere Tiefenbohrungen im Gebiete erschlossen sind und die als jungtertiär angesprochen werden. Auf österreichischem Boden sind es namentlich die beiden Bohrungen von Barzdorf-Paulinaburg, deren Bohrproben ich dank der Vermittlung des Direktors der landwirtschaftlichen Mittelschule in Hermsdorf, Herrn Pfohl, ansehen konnte. Die Bohrungen erschlossen bis zu den großen Tiefen von 209'25 m, resp. 115'7 m eine Serie von bunten Tonen, Letten und Sanden (mit gelegentlichen Schotter- und Kieseinschaltungen) über dem Kaolin des Grundgebirges.

Fossilien wurden noch nicht gefunden. Nur von einer Lokalität gleich nordwärts vom Braunkohlentagbau Sörgsdorf wurden mir noch Tone bekannt; trotz mancher Ähnlichkeit mit glazialen limnischen Tonen, welche im Gebiete ab und zu erwiesen wurden, gehören sie aber sicher dem Jungtertiär an, da sie nach ihrer Position das durch Pflanzenreste als miozän festgestellte⁴⁾ Braunkohlenflöz von Sörgsdorf unterteufen.

³⁾ Die höchsten erratischen Funde in dieser Gegend sind im Huntorfer Revier nach Prof. Rosiwal in über 410 m Höhe beobachtet worden.

⁴⁾ Durch Dr. Fr. v. Kerner wurden bestimmt: *Taxodium distichum miocenicum* Heer und *Sequoia Langsdorffii* Bgt.

Dr. F. Friedensburg betrachtet in einer im Jahrb. der kgl. preuß. geol. Landesanstalt 1914, S. 154 ff. erschienenen Arbeit⁵⁾ das Tertiär als Binnenwassersediment, dem faunistische Einschlüsse fehlen und dessen Flora ärmlich ist. Kohlenflöze stellen sich nahe den Beckenrändern ein; sie sind allochtoner Entstehung, indem die Baumstämme liegend in den Flözen angetroffen werden. Eine Gliederung des Tertiärs sei nicht durchzuführen, da Leithorizonte fehlen. Nach der Übereinstimmung der Floren mit der Posener Braunkohlenformation stellt aber F r i e d e n s b u r g die Braunkohlenformation ins Obermiozän.

Die Tone von Sörgsdorf sind die der erwähnten Terrasse am nächsten gelegenen. Sie bezeugen, daß die jungtertiäre Wasserbedeckung bis an den Gebirgsabfall gereicht haben muß, wie sie auch beweisen, daß das Ufer noch weiter gebirgseinwärts gelegen sein mußte, weil Strandablagerungen im Tone fehlen. Die Verbindung der Tone mit dem Braunkohlenflöz andererseits macht wahrscheinlich, daß die Wasserbedeckung keine sehr hohe gewesen ist, die Absatztiefe der Tone daher gering war. Spricht so der geologische Befund bei Sörgsdorf dafür, daß die Wassertiefe im Jungtertiär nahe dem Abfalle der Terrasse keine große gewesen ist, und wird so die Entwicklung einer etwas höheren Strandlinie am Gebirgsabfall gefordert, so kann damit die Frage aufgerollt werden, ob nicht die Terrassenfläche etwas mit der jungtertiären Stranderosion zu tun hat. Diese Ansicht gewinnt von vornherein an Wahrscheinlichkeit, weil wir die fluviatile oder glaziale Entstehung, wie erwähnt, ablehnen mußten. Tatsächlich ist die ziemlich gleichmäßige Entwicklung der Terrassenfläche in ungefähr gleicher Breite am Gebirgsabfall und ihre ungefähr gleiche Höhe vom nordwestlichsten Ende des Reichsteiner Gebirges bis zum Krebsbach südöstlich von Jauernig ein Hinweis auf ihre Deutung als Abrasionsterasse der jungtertiären Wasserbedeckung.

Wir haben es daher wohl genau mit einem morphologischen Analogon mit dem Rande des Wiener Beckens zu tun. Hier wie dort der Gebirgsabfall zunächst tektonisch durch Einbruch der Senke vorgezeichnet; entlang dem Gebirgsabfalle

⁵⁾ Das braunkohlenführende Tertiär des Sudetenvorlandes zwischen Franckenstein und Neiße und die Altersfolge der schlesischen Braunkohlen.

aber Terrassenflächen, welche sich um die Lagerung der Schichten, um tektonische Störungen nicht kümmern und reine Erosionsform sind, eingekerbt in das Grundgebirge durch die Wellen der Strandregion der einstigen Wassererfüllung der Senke. Im Wiener Becken sind Ablagerungen auf der Strandplattform nur in manchen Gegenden gefunden worden; man kennt sie noch nicht aus Westschlesien. Das mag aber hier noch weniger wundernehmen als im Wiener Becken, wohl vor allem deshalb, weil in Schlesien die Terrassenfläche nicht nur der späteren Zerschneidung, ebenso wie im Wiener Becken, ausgesetzt war, sondern namentlich durch die glaziale Erosion eine starke Umgestaltung erfuhr, was die Undulierung zu Rundbuckeln beweist. Dadurch wurde die Rampe jedenfalls im einzelnen etwas unter die ursprüngliche Abrasionsterrassenhöhe erniedrigt.

Eine wichtige morphologische Begleiterscheinung der Abrasionsrampe fällt zwischen Weißwasser bis zum Krebsgrund auf. Es ist die Versteilerung der unteren Gehängeböschung des Gebirgsabfalles hart über der Rampenfläche; sie ist offenbar auf die Untergrabung bei der Bildung der Terrasse zurückzuführen und daher erblicken wir in der Steilböschung das alte Kliff des jungtertiären Strandes.

Die Rampe ist in postglazialer Zeit noch erheblich durch die aus dem Gebirge in das Vorland austretenden Bäche erodiert worden. Wir sehen dies besonders in der Umgebung von Jauernig, wo V-förmige Täler in die undulierte Rampenfläche eingeschnitten sind. Dagegen haben der Lauterbach und die Bäche nördlich von Silberberg nicht mehr diese V-Formen eingeschnitten; es sind dies muldenartige Furchen, wahrscheinlich durch Mitwirkung der Gletschererosion entstanden.

Wie erwähnt, hört die Terrassenfläche südöstlich von Jauernig am Krebsbach auf: Das Gehänge südlich von Sörgsdorf und um Wildschütz herum hat zahlreiche Gehängeverflachungen, die aber höher liegen und daher nicht zu den eben besprochenen zu rechnen sind. In Woitzdorf treffen wir dann auf eine deutlich entwickelte lokale Verebnungsfläche in Höhen von 460—470 m; sie ist erklärlich wohl zunächst durch die Begegnung der zahlreichen hier vereinigten Bäche, welche von der Schimmelkoppe (797 m) und von der Höllenkoppe (940 m) herabkommen. Aber zur Entstehung der Verebnungsfläche

durch vereinigte Lateralerosion ist ein langer Stillstand der Erosionsbasis in ungefähr dieser Höhe im Vorland jenseits des Gebirgsabbruches notwendig. Da die Verebnungsfläche trotz einiger Überstreuung mit erraticem Geschiebe (fremde Quarzite bei Woitzdorf) sicherlich nicht erst in der Eiszeit entstanden sein kann, so folgern wir auch hier auf eine lokale Ausbildung und Erhaltung einer tertiären Erosionsfläche. Mit ihrer Höhe von 460—470 m könnte sie einen höheren permanenten Stand der tertiären Wasserbedeckung repräsentieren, deren negative Bewegung erst wieder in der erwähnten Rampenfläche zwischen 390 und 370 m einen weiteren Stillstand verrät.

Die Terrassenlandschaft von Jauernig, wie wir sie kurzwegs nennen wollen, hat aber auch Analoga in dem Hügelland von Buchsdorf und sogar im Hahnwald, westlich von Weidenau.

Das Hügelland um Buchsdorf-Annaberg bildet eine Granitbuckellandschaft, aber trotz der sehr welligen Oberflächenformen halten sich die Höhen auf größere Gebiete hin bis höchstens 375 m (Annaberg); erst gegen S steigt die Landschaft höher an, einem großen diluvialen Schotterkegel entsprechend, der von den einzelnen Bergen des Hubenberges (422 m) und des Hutberges (473 m) überragt wird.

Auch innerhalb eines sehr großen Teiles des Hahnwaldes und seiner Nachbarschaft erscheinen ziemlich gleiche maximale Höhen, trotzdem die Landschaft im Detail aus einem Gewirr von Rundbuckeln und Talungen besteht. Nordöstlich vom Friedeberger Kienberg (487 m) und vom Gotthausberg (515 m), dem Wahrzeichen von Friedeberg, hält sich die Landschaft bis Weidenau in ähnlichen Höhen dicht unter 400 m mit Ausnahme des nur 401 m erreichenden Weidenauer Kienberges. Allerdings ist das Gestein ziemlich homogen; aber die Ausbildung der gleichmäßigen Höhen auf einem so großen Raum, das Zusammenpassen der Höhen mit den Höhen der erwähnten Rampe läßt auch hier die Entstehung durch Abrasion, respektive durch Entwicklung einer Küstenebene am Saume einer großen Wasserfläche, die einen längeren Stand innehatte, als sehr wahrscheinlich erscheinen. Die weitere Verfolgung der hier zum erstenmal meines Wissens beschriebenen Abrasionsterrassen, überhaupt der Verebnungsflächen im Abfalle dieses

Teiles der Sudeten, Hand in Hand mit dem Studium der zugehörigen, in das Gebirge hinauf laufenden Talböden, wäre jedenfalls ein außerordentlich lohnendes Studienfeld.

Auch im Gebiete von Buchsdorf und im Hahnwald sind die jungtertiären Erosionsflächen durch die Wirkung der eiszeitlichen Erosion im Detail zu Rundhöckern und Wannen modelliert worden, wie im folgenden Kapitel ausgeführt wird.

2. Die glaziale Rundbuckellandschaft im Bereiche des Friedeberger Granitstockes.

Den Winkel zwischen dem orographischen NW—SE-Streichen des Reichensteiner Gebirges (das geologische Schichtenstreichen ist nördlich—südlich) und dem Kamme des Nesselkoppenzuges (bei dem Kamm- und Schichtenstreichen im allgemeinen zusammenfallen) nimmt die ziemlich ausgedehnte Granitintrusivmasse von Friedeberg ein, so benannt nach dem wichtigsten, allerdings mehr am Westsaum der Masse gelegenen Orte der Gegend. Die Hauptmasse des Granits befindet sich östlich von der Schlippe im Einzugsgebiet des Jüppelbaches, der sich aus dem „Schwarzwasser“ und „Luckwasser“ zusammensetzt, welches letzteres die NW-Abfälle des Nesselkoppenkammes entwässert. Eine kleinere Granitmasse taucht in verschiedenen Kuppen auch westlich von der Schlippe, östlich von Buchsdorf auf.

Die Höhenverteilung dieses Gebietes ist neben den schon früher dargelegten Verhältnissen eine eigenartige. Von Friedeberg verläuft über den Ort Schwarzwasser nach Alt-Rotwasser und von da weiter nach NE eine im allgemeinen nordöstlich sich erstreckende Senke zwischen der Kammlandschaft im S und einer sehr unregelmäßigen Kuppen- und Buckellandschaft im N, die hauptsächlich vom Hahnwald eingenommen wird. Der Senke folgt auch die Straße von Friedeberg—Schwarzwasser—Alt-Rotwasser. Schwarz- und Luckwasser haben im Bereiche dieser Senke offene Täler, welche sich aber sofort verengen, sobald sie in den Bereich des Hahnwaldes eintreten. Auch zeichnet hier die beiden Engtäler ein stark mäandrischer Lauf aus.

Ebenso treten der Schlippe- und Pumlichbach aus verhältnismäßig offenen Tälern bei Friedeberg und unterhalb

Gurschdorf in tief eingeschnittene Engtäler ein, die sich unterhalb Domsdorf vereinigen; mit dem Verlassen der Granitmasse bei Haugsdorf erfolgt wieder eine sehr bedeutende Talverweiterung.

Wir werden später noch erörtern, daß die Engtäler postglazial sind, da sie sich in diluviale Schotterterrassenflächen und durch diese ins Grundgebirge eingeschnitten haben. Im Gebiete des Jüppelbaches läßt sich hingegen weniger klar die postglaziale Natur des Jüppel-Engtales erweisen. Die Terrassenflächen sind hier innerhalb der erwähnten Senke nur rudimentär entwickelt.

Dagegen sehen wir beim Schroppengrund am linken Gehänge eine deutliche Terrassenfläche mit lokalen und nordischen Schottern entwickeln, die vom Bach deutlich angeschnitten sind. Dem Jüppelbach-Durchbruch fehlen Terrassenflächen; aber bei scharfer Beobachtung läßt sich ein Gegensatz zwischen den jungen fluviatilen Formen und der höheren Buckellandschaft konstatieren, die wir als glaziale Rundhöckerlandschaft ohne weiteres anzusprechen haben, wie auch noch unten weiter ausgeführt werden wird. Auch hier ist also der Durchbruch postglazial.

Bei der geologischen Begehung der Senke und des Hahnwaldes sowie der Buckellandschaft von Buchsdorf und Annaberg habe ich an sehr vielen Stellen verschiedenartige erratische Typen vorgefunden. Besonders häufig sind: rote fremde Granite, rote Gneise, verschiedenartige fremde Quarzite und Quarzsandsteine, Feuersteine und rote Porphyre, seltener Basalte und Gabbro. Die Geschiebe haben häufig Dreikanterformen und sind an ihrer Basis besonders deutlich abgeschliffen, was ihren längeren Transport auf dieser Fläche beweist. Es sind also auch nach der Form typische glaziale Geschiebe. Einwandfreie Kritzer und Schrammen auf den Geschieben wurden gelegentlich beobachtet (Porphyre bei Theresienfeld, Quarzite bei Nieder-Rotwasser).

Die Erratika kommen teils lose, teils in einem Lehm, den man daher als Geschiebelehm ansprechen kann, teils in Geschiebesanden, Grundmoränen und mit Granitgrus gemengt vor. Zahlreiche solche Geschiebe habe ich um Schwarzwasser, im Rotwassergebiete, im Hahnwald und westlich von der Schlippe, namentlich um Annaberg konstatiert. Sie erfüllen ganz unregelmäßig Mulden und Talungen. Eine besonders lange Talung

verläuft vom Nordfuß des Beerberges (369 m), östlich von Jungferndorf in der Richtung nach NE zum Jüppelbach, eine zweite am SE-Abhang des Christberges (348 m) nach Groß-Krosse.

Eines der auffallendsten Becken, das von Rundhöckern umgeben ist, liegt südöstlich von Jungferndorf (Tafel I c). Es kann unmöglich durch die heutige Hydrographie erklärt werden. Der vom Jungfernbusch kommende Annabach hat es bereits stark zugeschüttet.⁶⁾

Die Entwicklung der Talungen, die in keiner Beziehung zur heutigen Hydrographie stehen, die flach zugerundeten Buckel zwischen ihnen und die unregelmäßigen Einlagerungen der Geschiebelehme in den Mulden, das sind alles deutliche Kennzeichen einer typischen *Rundhöckerlandschaft*. Besonders schöne Ausbildungen beobachtete ich um Annaberg, um den Mordgrund, im nördlichen Hahnwald nahe der Mündung des Jüppelbaches, im sogenannten Grenz- und Jungfernbusch, östlich von Domsdorf und südlich von Schwarzwasser. Selten so scharf ist der morphologische Gegensatz zwischen der Rundbuckellandschaft und der ebenen Terrassenlandschaft, wie hier zwischen Annaberg, Mordgrund und Butterberg (vgl. Kapitel 3). Ein sehr günstiger Aussichtspunkt diesbezüglich ist der Hubenberg (422 m), von wo aus besonders die Terrassenlandschaft in deutlichen Gegensatz zur Rundhöckerlandschaft tritt.

Die Erhaltung der Rundbuckellandschaft ist besonders durch den Gesteinswiderstand (Granit) bedingt. Die Talungen streichen nicht überall, wie es scheint, in der Richtung der alten Gletscherbewegung, sondern verlaufen unregelmäßig. Sie knüpfen sich wohl an lokal stark zerrüttete, von Klüften durchzogene und leichter verwitterbare Gebiete.

Gletscherschliffe sind wegen der späteren Verwitterung nicht mehr wahrzunehmen. Man hat ja zu bedenken, daß die Übereisung der Gegend nicht während der letzten großen Eiszeit (Würm), sondern während einer vorangegangenen er-

⁶⁾ Wir haben schon an anderer Stelle (Einige Diluvialprofile im Kartenblatt Jauernig und Weidenau und deren Deutung: V. geol. R.-A. 1913) ausgeführt, daß dieses Becken, trotzdem es niedriger liegt als die mächtige Schotterterrasse links von der Schlippe, nicht verschüttet wurde, was wir durch Erhaltung eines Eisrestes darin während der Aufschüttung der Terrassenschotter links von der Schlippe in Höhen von 360—370 m erklärten.

folgt ist, daß also die Landoberfläche seither einer starken Verwitterung und Zersetzung ausgesetzt war. Geglättete Granitflächen kann man unter dem Rasen aber gelegentlich abdecken, so im mittleren „Jungfernbusch“.⁷⁾

Glaziale Stauchungsercheinungen in Tonen, Kiesen und Schottern kommen, wie wir nebenbei bemerken, im Gebiete mehrfach zur Beobachtung.⁸⁾ Starke Zerrüttungen einer Gangquarzmasse zeigt der nördlich der Straße von Alt-Rotwasser zur Gucke und weiter nach Groß-Kunzendorf gelegene Bruch (vgl. Tafel II a). Das 1—1·5 m mächtige Quarztrümmerwerk (unter der unteren Person), das nach S in der Eisbewegungsrichtung verschoben ist, wird von 1·5 m mächtiger Grundmoräne (unter der oberen Person) bedeckt. Das Bild zeigt die wirre Lagerung der lokalen und fremden Geschiebemasse, deren Stauchung hier auf der sonst völlig horizontalen Oberfläche nur durch Eiswirkung gedeutet werden kann.

Auf Tafel II veranschaulicht b Details von ca. ENE—WSW laufenden, bis 5 m tief reichenden Faltungen und Wellungen der Braunkohlenflöze bei Lentsch nahe Ziegenhals, die nur durch Eiswirkung zu erklären sind, worin ich mit F. Friedensburg⁹⁾ übereinstimme. Gestauchte Tone kann man beobachten: in der Stachlowitzer Kaolingrube, Sandhübel (vgl. S. 297 unten), gestauchte Kiese und Schotter bei Theresienfeld unter sandigem Geschiebelehm, bei Gröditz (Laßmannsche Grube, s. unten), im Braunkohlenbergbau Sörgsdorf und östlich von Gurschdorf.

Die Rundhöckerlandschaft wird stellenweise überragt von steilen Bergen, welche speziell Kegelformen haben (z. B. Hutberg 473 m oder insbesondere der Weidenauer Kienberg 401 m). Diese Berge liegen zwar noch unter der erratischen Maximalgrenze (485 m, vgl. unten), sind aber nicht Rundhöcker. Sie waren aber trotzdem unter Eis, wenn man die Maximalhöhe der

⁷⁾ Hier beobachtete ich auch ausgezeichnete Korrosionsfurchen auf einem Glimmerschieferblock von derselben schönen Ausbildung, wie ich sie seinerzeit unter Führung von Geheimrat G. Steinmann am Titisee im Schwarzwald kennen lernte und die auf subglaziale Wasserwirkungen zurückzuführen sind.

⁸⁾ K. Jüttner (Das nordische Diluvium im westlichen Teile von Österr.-Schlesien, Zeitschr. d. Mähr. Landesmus., XII. Bd. 1912, S. 205) hat keine beobachtet, ebenso keine gekritzten Geschiebe.

⁹⁾ Nach seinen Angaben (a. a. O.) ist hier die Sattelbildung der Braunkohle, als Folge der glazialen Stauchung, auf 100 m Entfernung aufgeschlossen.

Erratika am Gebirgsrand bedenkt, wenn sie auch nicht geschliffen erscheinen. Erst beim Sinken des Eises wurden sie Nunataks, was aber wohl nur vorübergehend der Fall war. Man hat ihre Morphologie derart zu erklären, daß sie schon Berge waren vor der Eiszeit, indem sie als einzelne Berge¹⁰⁾ die präquartäre Erosionsfläche (Kap. 1, S. 276) überragten. Durch die Wirkung des Eises wurden sie vielleicht an ihren Flanken abgehobelt,¹¹⁾ wodurch der Einzelbergcharakter noch ausgeprägter wurde, sie konnten aber nicht zugerundet werden, da sie das jedenfalls schon wenig mächtige Eis teilten. Der geologische Befund lehrt meist, daß sie sich nicht an härtere Gesteine knüpfen; sie sind vielmehr nur zufällige Erosionsrelikte.

Die Hochfläche zwischen dem Löschenried und dem Nieder-Rotwasserbach bietet die eigentümliche Erscheinung, daß die mächtigen Quarzgänge, welche das Gebirge hier in NW-Richtung durchsetzen und mehrfach ausgebeutet werden, morphologisch nicht nach Art eines „Pfahls“ durch glaziale Erosion herauspräpariert wurden. Die Hochfläche schneidet auch sie glatt durch.

Wie der Hahnwald, so entstand auch die erwähnte Senke durch glaziale Erosion. Es ist nur fraglich, warum die Senke gegenüber dem höheren Hahnwald tiefer ausgefurcht wurde. Knüpfte sie an eine präglaziale Entwässerungsader oder an leichter zerstörbare, vielleicht mehr durchklüftete Granite?

Nach dem Rückzug des Eises schnitten die Bäche in die Rundhöckerlandschaft ein (der Jüppelbach und seine Zuflüsse, der Mordgrundbach, der Annabergbach, das Hutwasser). Dabei sehen wir aber zahlreiche Bäche und Flüsse aus dem niedrigeren Beckengebiet in die nördlich davon gelegene höhere Rundhöckerlandschaft eintreten (Hutwasser, Jüppelbach). Es läßt sich keineswegs erweisen, daß die Becken zunächst sich mit Seen gefüllt hatten, deren Überflüsse dann im höher gelegenen Gebiet in die Tiefe einschneiden konnten. Man muß vor allem annehmen, daß zahlreiche Furchen im Bereiche der höheren Rundhöckerlandschaft schon subglazial angelegt wurden,

¹⁰⁾ Das ist z. B. auch der Ruinenberg von Kaltenstein.

¹¹⁾ Die Unterschneidung der Gehänge durch die Eiserosion sieht man auch sehr deutlich am Gehänge des Friedeberger Kienberges und des Berges ϕ -410. Im Sattel zwischen den beiden Bergen findet man massenhaft Erratika.

was ja in der Marginalregion des Inlandeises ohne weiters verständlich ist, und daß diese subglazialen Furchen die südlicher gelegenen Becken und Senken schon zu entwässern begannen, worauf nach dem Rückzug des Eises die Tiefenerosion, besonders im Bereiche der höheren Rundhöckerlandschaft weiter wirkte und es mit dieser weiteren Vertiefung zur Zerstörung der subglazial angelegten Furchen und Rinnen kam. Ganz analoge Verhältnisse haben wir auch östlich von Annaberg, wo sich einige Bäche unter Vermeidung des offenen, nach W, nach dem Hutwasserbach hin sich neigenden Talbodens entgegengesetzt nach NE wenden, eine höhere Rundhöckerlandschaft durchschneidend.

Es war aber der Eisrückzug von Einfluß auf manches hydrographische Detail der Landschaft. Das Eis machte wahrscheinlich einen längeren Halt südlich von Weidenau. Der Blumenberg und Schafberg (vgl. auch unten) bestehen nämlich aus sehr mächtigen Aufschüttungen von Sanden und Schottern, unter welchen neben lokalen die fremden bei weitem dominieren. Die Gegend dieser beiden Berge ist eine wahre Fundgrube aller fremden erratischen Gesteinstypen, die aus Schlesien bekannt sind. Wenn auch die große Stachowitzer Grube, in welcher der mächtige Kaolin unter dem Diluvium abgebaut wird, Sand erschließt (Taf. III a), so sind die Ablagerungen sicherlich eisnahe Bildungen. Die Höhen des Schafberges und des Blumenberges sind offenbar von Endmoränen gebildet, weil die beiden Berge auch so unvermittelt ansteigen, wie besonders von SE aus zu sehen ist. Sie stehen jedenfalls mit keinerlei Lokalschotteraufschüttung im S im Zusammenhang. Ferner wurde Geschiebelehm mit gekritzten Geschieben von mir bei Nieder-Rotwasser gefunden.

Dieser Eisstand scheint uns ein interessantes morphologisches Detail zu erklären. Der Luckwasserbach fließt zuerst nach N bis Nieder-Rotwasser, biegt hier plötzlich nach WSW um, um dann wieder mit NW-Lauf in den Jüppelbach zu münden. Die plötzliche westliche Umbiegung ist, wenn hier der Eisrand war, dadurch zu erklären, daß der Bach durch das Eis in seinem Lauf nach N gehemmt und entlang dem Eisrande nach W abgelenkt wurde.

Nach dem endgültigen Schwinden des Eises aus Österreichisch-Schlesien, mit dem Beginn der gesamten Tieferlegung

der Erosion, blieb dem Luckwasser nun nichts mehr anderes übrig, als in dem angelegten E—W-Lauf in die Tiefe zu arbeiten, den leichter abtragbaren Sanden, Schottern und Geschiebelehmen des Schafberges damit auszuweichen und sich in das harte Granitgestein einzusägen. Das geschah auch mit dem J ü p p e l b a c h: in dem Maße, als nach dem endgültigen Rückzug des Eises der Weidenbach oberhalb und unterhalb Weidenau in den lockeren diluvialen Bildungen tief einschneiden und sie ausräumen konnte, was zur Entwicklung der niedrigen breiten Aufschüttungsfläche zwischen Butterberg und Weidenbach führte, mußte der Jüppelbach, durch die tiefere Erosionsbasis des Weidenbaches mitgezogen, in den harten Granit des Hahnwaldes sich immer weiter vertiefen. Das starke Tiefeneinschneiden des unteren Schwarzwasser- und Luckwasserbaches in der Postglazialzeit hat offenkundig sehr zur Isolierung dieser beiden Bäche zwischen dem Schroppengrund und Alt-Rotwasser beigetragen, wo die Wasserscheide nicht einmal 10 m über den beiden Talböden hoch liegt.

Ein kleiner Ausschnitt einer Rundhöckerlandschaft ist ferner in der Umgebung von W o i t z d o r f (460—470 m), besonders im NE des Ortes. Die tertiäre Verebnungsfläche ist, ähnlich wie bei Jauernig, vom Eis offenbar etwas umgestaltet worden. Die Überstreuerung mit erratischen Geschieben beweist frühere Eisbedeckung. Wahrscheinlich ist hier die Erhaltung der Rundhöckerlandschaft auch durch die Massigkeit des Gesteins (Amphibolgneisgranit nach R o s i w a l) gefördert.

Die frühere Eisbedeckung erklärt hier wohl auch folgende Eigentümlichkeit der Hydrographie. Es besteht kaum eine Wasserscheide zwischen dem Mühlbach von Woitzdorf, der nach Wildschütz in der Richtung nach NE hinunterfließt und dessen Richtung sich talaufwärts nach dem Brett- oder Grenzgrundbach fortsetzt, und dem Hutwasserbach, der nach E und dann weiter nach Barzdorf fließt und der heute aus dem Brett- oder Grenzgrund kommt. Es ist hier wahrscheinlich die ältere Talfurche des Mühlbaches, die bei Woitzdorf durch Schotter gekennzeichnet ist, nach der Eiszeit oder vielleicht schon subglazial durch den Hutwasserbach angezapft worden, indem letzterer in seiner Strecke von Woitzdorf bis zum Gebirgsabfall ein kürzeres Stück zu fließen hat als der Mühlbach und daher kräftiger und tiefer einschneiden konnte.

3. Die Diluvial-Terrassenlandschaft.¹²⁾

Den scharfen morphologischen Gegensatz zwischen dem terrasierten Gebirgsabfall und dem Vorlande schaffen im Gebiete vornehmlich die diluvialen Aufschüttungsflächen. Wir haben an anderer Stelle¹³⁾ ihren Inhalt besprochen und einige morphologische Bemerkungen angeschlossen und können daher unter Bezugnahme auf das dort Gesagte uns hier kürzer fassen.

Die höheren Diluvialterrassen des Randgebietes, deren Hauptentwicklung freilich meist erst in Preußisch-Schlesien erfolgt, dachen sich im allgemeinen nach NE hin ab. Sie knüpfen sich an die heutigen vom Gebirge in das Vorland laufenden Talfurchen an, was auch ihre Zusammensetzung nahe dem Gebirgsrand überwiegend aus lokalen Schottern bestätigt. Das macht ferner eine charakteristische Eigenschaft der Schotterterrassen verständlich, daß sie entlang dem Gebirgsabfalle mit verschiedenen Höhen ansetzen. Es traten die Schotterkegel wohl miteinander in Berührung, sie verschmolzen aber nicht während ihrer Aufschüttung in einheitliche Aufschüttungsflächen. Es seien einige Beispiele für dieses Verhalten angeführt:

	Schotterkegel- beginn	Gefälle ¹⁴⁾ auf	dabei mittleres Gefälle ‰
W Weißwasser	390 m Höhe	2 km 60 m	30
Zwischen Weißbach-Jauernig (Sandberg)	310 „ „	3 „ 40 „	13
W Sörgsdorf	330 „ „	3 „ 55 „	18
W Wildschütz	350 „ „	5 „ 80 „	16
W Pumlichbach (Gurschdorf) mit Talung			
S Annaberg	430 „ „	6 „ 100 „	17
E Pumlichtal-Domsdorf	435 „ „	5 „ 85 „	17

Es ist sehr bemerkenswert, daß sich die Gefällsverhältnisse der diluvialen Lokalschotterflächen mit Ausnahme des Kegels bei Weißwasser in ganz ähnlichen Werten halten. Auch die aus den verschiedenen Höhen der Scheitelpunkte hervorgehende Selbständigkeit der Schotterflächen beweist, daß während der Eiszeit eine ähnliche Hydrographie wie heute

¹²⁾ Die Terrassen des Bielelgebietes im nächsten Kapitel.

¹³⁾ Einige Diluvialprofile im Kartenblatt Jauernig-Weidenau und deren Deutung (V. geol. R.-A. 1913, S. 95—104).

¹⁴⁾ Nur für die österreichischen Anteile ermittelt.

bestand und daß, soviel sich heute sagen läßt, damals während der Vereisung keine entlang dem Gebirge laufende Sammelader, die etwa durch Ablenkung durch das Eis entstanden sein könnte, vorhanden war.

Die Lokalschotterterrassen führen natürlich nahe dem Gebirgsfuß die bunten Gesteinskomponenten ihres Einzugsgebietes, und zwar meist in nicht sehr starker Abnützung und Abrollung. Die Größe der einheimischen Gerölle nimmt abwärts durchaus ab, dafür aber stellen sich gegen NE hin immer mehr erratische Einschwemmungen ein, die auch durch ihre starke Abschleifung auf den ersten Blick sich von dem lokalen Material unterscheiden, so daß die Lokalschotter allmählich in die sogenannten Mischschotter übergehen. Auch schalten sich meist, und zwar besonders im Liegenden, fluvioglaziale fremde Sande mit erratischen Geschieben und Blöcken ein.

Auf Grund des Studiums der hypsometrischen Verhältnisse der Schotter und Sande und der anderen diluvialen Ablagerungen, der Kreuzschichtung, der Beschaffenheit und Form der Geschiebe, haben wir eine Entwicklungsgeschichte zur Zeit der Aufschüttung der diluvialen Terrassen aufzustellen versucht (a. a. O. S. 97 f.). Nach den höchsten erratischen Funden durch Prof. A. Rosiwal im Bielegebiet (südlich Kaltseifen in ca. 485 m) und den eigenen Funden im Schwarzwassergebiet (der höchste Fund am Habichtbergsattel 475 m¹⁵) und sogar im Woitzdorfer Gebiet (südlich vom Ort 465 m) mag das Eis während der Maximalausdehnung die 500 m-Isohypse des Gebirgsabfalles erreicht haben, die aber jedenfalls nur von kurzer Dauer war. Der Eisrand muß dagegen in Preußisch-Schlesien permanenter gewesen sein, da sich an verschiedenen Stellen unseres Gebietes limnische Tone finden, die jedenfalls nur durch Eisstau zu erklären sind, und andererseits die gegen N hin sich zwischen die Schotter einschaltenden, vorwiegend weißen und gelben Sande wiederholt Kreuzschichtung nach S aufweisen, was die Ablagerung dieser Sande als fluvioglaziale Flächen von N her,

¹⁵) Die von Prof. Rosiwal zuerst beobachteten erratischen Geschiebe (fremde Quarzite und Sandsteine) konnte ich wiederfinden; sie haben eine weite Ausdehnung, bilden eine flachgeneigte Terrassenfläche am Sattel und ziehen von da am Wege nach NW hinunter. Die Terrassenfläche setzt sich auch gegen SW am Gehänge weiter fort.

also von einem nördlicher gelegenen Eisrand erweist.¹⁶⁾ Auf diesen Sanden lagern nun, offenkundig diskordant, sie scharf durchschneidend, die Mischschotter und Lokalschotter, welche ein Einfallen nach N (sowohl ihren morphologischen Flächen, wie ihrer Kreuzschichtung nach) zeigen. Der Kampf der lokalen, aus dem Gebirge in das Vorland tretenden Flüsse mit den wiederholt von N her kommenden Schmelzwässern des Eises endete selbstverständlich nach dem Rückzuge des Eises zugunsten der lokalen Flüsse, welche nun ihre mächtigen Schotter aufschütteten. Dabei kam es zu einer Aufarbeitung der liegenden Sande, wobei viele größere Erratika derselben in die Lokalschotter aufgenommen wurden. Doch stammen viele Erratika auch direkt vom Eis, da auf einen Endvorstoß des Eises noch Mischschotter sowie glaziale Stauchungen der bereits abgelagerten Lokalschotter (bei Sörgsdorf [Braunkohlen-grube] und Gurschdorf [Straße nach Friedberg]) hinweisen.

Wie die verschiedenen diluvialen Schotterflächen schon hypsometrisch sich gegeneinander abgrenzen, so bieten sie auch im einzelnen mannigfache morphologische Besonderheiten. So sehen wir die Schotterterrasse westlich von Wildschütz sich gegen Barzdorf hin an eine Rundhöckerlandschaft anschmiegen, wie auch die Mischschotter der Hermsdorfer Gegend gegen SW aus offenkundigen Geschiebelehmen hervorgehen, welche sich zwischen den Rundhöckern des Mordgrundes und von Annaberg finden. Die langgestreckte Schotterterrasse westlich von Wildschütz, die sich bis gegen Barzdorf hin erstreckt, überragt ganz ähnlich, wie es bei Weißwasser der Fall ist (Terrasse westlich von Weißwasser), die niedrigeren, kürzeren und steiler geböschten, offenkundig gleichaltrigen Lokalschotterkegel (südöstlich Sörgsdorf einerseits und südöstlich Weißwasser andererseits).

Einen eigenartigen Verlauf nehmen die Schotterstränge der Terrassen des diluvialen Pumlich- und Schlippebaches. Die Aufschüttungen der Schotter gabeln sich mehreremale nach

¹⁶⁾ Winklers Sandgrube am E-Gehänge des Oberfeldes (östlich von Buchsdorf) ist diesbezüglich besonders lehrreich: sie zeigt, ca. 4 m tief aufgeschlossen, durchaus gleichmäßig ESE ca. 20° fallende Deltasande mit Kiesschichten mit einigen großen erraticen Blöcken, unter denen ich auch zwei sehr schön gekritzte rote Granite fand. Es wurde hier offenbar ein Stausee vor dem Eis von NW her zugeschüttet; die Entwässerung ging also der heutigen entgegengesetzt.

NW offenbar unter dem Einfluß der Einzelberge des Hubenberges (422 m) und Hutberges (473 m) und der höher ansteigenden Rundhöckerlandschaft von Annaberg. Ein besonders breiter Schotterstrang verläuft von der Terrasse westlich von Domsdorf nach W zum Hutwasser nach Barzdorf; das ist der diluviale Pumlichbach, der 40—50 m höher als heute floß, während ein anderer Schotterstrang in den breiten Sattel zwischen Christberg und Hahnwald am rechten Talgehänge der heutigen Schlippe im Niveau der Aufschüttungsterrasse eintritt, im Sattel eine deutliche Terrassenfläche verursachend. Natürlich setzen diese Schottergabelungen bereits ein durchgängiges Relief voraus, wie es durch Mitwirkung der glazialen Erosion in dem früher geschilderten Rundhöckergebiet geschaffen wurde. Die Täler sowohl des nach NE verlaufenden, wie des nach W verlaufenden Schotterstranges sind heute wasserlos und werden von keinem größeren Bachlauf benützt. An Stelle der Schottergabelungen während der Eiszeit tritt in der Postglazialzeit bei der Tiefenerosion nicht nur eine Annäherung, sondern vielmehr eine Zusammenfassung beider Bäche ein, die nun das Engtal von Jungferndorf bis Haugsdorf vereint durchmessen.

Nur eine von den diluvialen Aufschüttungsflächen fügt sich nicht recht in ein heute bestehendes Flußsystem: die mächtigen Sand- und Schottermassen des Blumen- und Schafberges südöstlich von Weidenau. Denn die Höhen beider Berge liegen höher, als die niedrige Terrassenfläche des Baches von Rotwasser (Luckwasser). Damit stimmt auch überein, daß sich die beiden Berge, wie insbesondere die Stachlowitzer Kaolingrube lehrt, vorwiegend aus fremden Sanden und Mischschottern zusammensetzen, wobei aber das lokale Material entschieden stark zurücktritt. (Auch oben S. 282.) Es liegen hier jedenfalls sehr eisnahe Bildungen vor, worauf auch Stauchungen in den Sanden und eingeschaltete limnische Tone (Stachlowitzer Grube) und die massenhafte Überstreuung von erratischen Blöcken hindeuten. Sind doch der Blumen- und Schafberg die reichste Lokalität von erratischen Blöcken. Es handelt sich daher hier um durch Schmelzwasser umgelagerte Moränenreste.

So fallen der Schaf- und Blumenberg aus der Reihe der diluvialen Flußschotterterrassen heraus. Die tiefe Lage des Untergrundes (Granit) unter den diluvialen Sanden, z. B. zwischen Weidenau und Stachlowitz, beweist, daß hier eine

bereits tiefer erodierte Landschaft während der Eiszeit vornehmlich durch die Schmelzwässer des Eises und die glazialen Bildungen zugeschüttet wurde, während sonst sich an der Verschüttung des präglazialen Reliefs in unserem Gebiet vornehmlich lokale Schotterablagerungen beteiligen.

Die diluvialen Aufschüttungsflächen sind seither allenthalben relativ sehr tief erodiert worden. Die größten Beträge dieser seitherigen Erosion sind im Bielethal, wie wir noch ausführen werden. Recht bedeutend haben aber auch der Pumlich- und Schlippebach in die erwähnten Schotter eingeschnitten (40—50 m), dabei eine Terrassenlandschaft verursachend. So entstand besonders das malerische Engtal der Schlippe, wie es überall dort, wo unter den diluvialen Aufschüttungen das feste Grundgebirge eingeschnitten wurde, zu Engtälern kam (Mordgrundbach, Hutwasser und Kaltwasser bei Buchsdorf); wo hingegen die Flüsse auch bei ihrer Tiefenerosion in den lockeren mächtigen diluvialen Aufschüttungen blieben, dort konnten sie durch laterale Erosion breite Talböden schaffen, welche ich als postglaziale Aufschüttungsflächen auf der Karte ausgeschieden habe und die sich etwas über die heutigen rezenten Alluvionen erheben.

So entstand durch weitgehende seitliche Erosion des Weidenbaches westlich von Weidenau ein sehr breites, fast ebenes Aufschüttungsfeld am E-Fuß des Butterberges; der Weidenbach, der, aus der Enge von Haugsdorf austretend, zunächst nordnordöstlich floß¹⁷⁾, verlegte sich immer mehr gegen SE, hier untergrabend und an den Granit der Gegend von Groß- und Klein-Krosse herantretend. Dieses harte Gestein setzte der weiteren Lateralerosion offenbar ein Ende.

Besonders hat sich die Zerstörung der höheren diluvialen Schotterterrassen und die Ausräumung in jüngeren breiten Talfurchen in der Umgebung von Jauernig entfaltet. Die Aufschüttungsflächen bei Sörgsdorf und von Wildschütz nach Barzdorf sind noch ziemlich intakt. Dagegen sind die einzelnen Aufragungen des Sand- und Hahnberges sowie des unbenannten Hügels südlich von Paulinenburg (262 m) nur mehr Zeugen von

¹⁷⁾ Aus dieser Zeit, während welcher der Weidenbach etwas über 5 m über der heutigen Sohle floß, stammt jedenfalls die sehr deutlich an den beiden Talgehängen alternierend entwickelte, 5—8 m hohe Felsstraße bei Jungferndorf.

größeren, früher zusammenhängenden Aufschüttungsflächen. Diese wurden durch die vereinigte Tiefen- und hernach Lateralerosion der zahlreichen in das Vorland austretenden Gebirgsbäche (Rotwasser- [beim Hahnberg], Jauernig-, Krebs-, Rotwasser- [aus dem Rotengrund], Mittel- und Sörgsdorfer Bach) bis zu den kleinen Riedelresten der erwähnten einzelnen Aufragungen reduziert. Es sind Erosionsrelikte der postglazialen Lateralerosion der Bäche. Der Krebsbach hat noch dazu den Gebirgsrand südöstlich von Jauernig von dem ähnlich wie bei Sörgsdorf jedenfalls angelagert gewesenen Diluvium gesäubert, weshalb der Abfall der rundgehöckerten Grundgebirgsterrasse hier scharf herauspräpariert wurde.

Im kleinen vollzog sich bei Weißwasser in der Postglazialzeit dasselbe wie im großen bei Weidenau. Wie dort, schnitt der Hauptbach in die höheren diluvialen Aufschüttungsflächen ein, zunächst nordnordöstlich fließend, um, immer mehr einen östlichen Lauf einnehmend, das Tal verbreiternd und unterschneidend, an einer W—E gerichteten Prallstelle im harten Grundgebirge seine Lateralerosion zu beendigen.

Eine tiefgreifende Erosion modellierte auch, wie erwähnt, seit dem Rückzug des Eises die Rundhöckerlandschaften des festen Grundgebirges, wie besonders der Jüppelbach mit seinen Zuflüssen und die Bäche des östlichen Annaberg-Gebietes lehren. Nur kam es hier wegen des erheblicheren Gesteinswiderstandes zu keiner Talverbreiterung.

4. Zur jüngeren Talgeschichte der Biele unterhalb Freiwaldau.

Eine der auffallendsten Erscheinungen des unteren Bieletales ist, daß sich die Richtung des Tales unterhalb Freiwaldau und Böhmischdorf über eine wenig hohe Wasserscheide zwischen dem Hemmberg und dem Spitzfelsen nach dem Tale des Erlimbachs — wie der Saubsdorf und Groß-Kunzendorf durchfließende, in Preußisch-Schlesien Moorwasser genannte Bach heißt — fortgesetzt. Das heutige Bieleetal aber knickt bei Sandhübel im rechten Winkel von seinem SW—NE-Lauf zum SE-Lauf in einem Engtal um, worauf erst von Breitenfurt an mit dem nach NE gerichteten Lauf des Flusses neuerdings eine breitere Talstrecke folgt.

Die geologische Begehung dieses Gebietes lehrte, daß im Biele-Engtal das Grundgebirge viel höher an den Talgehängen ausstreicht als in den breiteren Talstrecken oberhalb und unterhalb. Entsprechend dem symmetrischen Bau des Engtales sind beide Gehänge in das Grundgebirge eingeschnitten, während die breiteren Talstrecken oberhalb und unterhalb infolge ihres deutlichen asymmetrischen Charakters das Grundgebirge in größerer Ausdehnung nur an ihren Steilseiten austreten lassen, so die Böhmischdorfer Strecke¹⁸⁾ am rechten Talgehänge, die Niklasdorfer Strecke dagegen am linken Talgehänge. Die Gegengehänge, also in der Böhmischdorfer Strecke das linke, in der Niklasdorfer Strecke das rechte Talgehänge, sind von mächtigen Schotteraufschüttungen gebildet, die fast bis an die plötzlichen Gehängeversteilungen in der Scholzen-, Schwarz-, und Hemmbergflucht einerseits und Rehberg und Weiße Stein-Flucht andererseits hinaufreichen. Von dieser obersten Gehängekerbe laufen bis fast zum Talboden der Biele in beiden Talstrecken wenig geneigte, langgestreckte terrassenförmige Gehängeflächen, die freilich nur selten ebene Terrassenflächen (so beiderseits des Göbelbachs in ca. 450—460 m, im westlichen Buchenwald in 390 m, südwestlich von Buchberg bei Niklasdorf in 370 m Höhe) erkennen lassen. Sie sind vornehmlich mit Lokalschotter und mit Lehm bedeckt und können am besten als sogenannte „Gleithänge“ angesprochen werden, entstanden durch ein während der Eintiefung allmählich vor sich gehendes, stetiges Abgleiten des etwas erodierenden, abebnenden und auch aufschüttenden Flusses, und zwar schauen die Gleitgehänge in der Richtung nach SE in der Böhmischdorfer, in der Richtung nach NW und N in der Niklasdorfer Talstrecke.

Die Ausbildung der beiden Gleitgehänge und die Anlage des Biele-Engtales zwischen Sandhübel und Breitenfurt sind durch die Vorgänge während und unmittelbar nach der Eiszeit bedingt. Die glazialgeologischen Verhältnisse der Gegend, deren Studium mich durch mehrere Wochen der Jahre 1912 und 1913 beschäftigte, geben manchen wichtigen Fingerzeig für die jüngere Entwicklung des Tales.

Zunächst ist die Beobachtung nahe dem Bahnhof Niklasdorf von Wichtigkeit, wo in geringer Höhe über dem heutigen

¹⁸⁾ Erst zwischen der Haltestelle Böhmischdorf und Freiwaldau treffen wir auch am linken Talgehänge auf anstehendes Grundgebirge.

Talboden geschichtete diluviale blaue Tone zwischen braunen Tonen, darüber Lehm und Schotter am Gehänge austreten. In geringer Höhe über dem Talboden bei Niklasdorf fanden wir auch Lokalschotter, welche die Basis des Kretschamberges bilden. Daraus erhellt, daß dieser Teil des Tales bereits vor der Eiszeit so tief erodiert war, daß die jüngere Ausräumung des Tales hier eine bereits vorquartäre Furche bloßlegte.¹⁹⁾ Das gelegentlich tiefe Hinunterreichen von Diluvialschotter bei Böhmischdorf macht eine tiefe Ausräumung auch dieser Talstrecke schon vor der Eiszeit sehr wahrscheinlich. Eine Verbindung beider vorquartärer Furchen bestand aber sicherlich nicht über die junge Talstrecke zwischen Sandhübel und Breitenfurt, sondern höchstwahrscheinlich in der Gegend des heutigen Bahnhofes Saubsdorf-Sandhübel in der Richtung gegen Gröditz. In dieser Furche drang das Eis vor, vertiefte und verbreiterte sie. Desgleichen mußte schon damals die später verschüttete Furche von Sandhübel in der Richtung nach Saubsdorf²⁰⁾ zwischen dem Spitzfelsen und dem Hemmberg bestanden haben, da sie von den jüngeren Lokalschottern, wie wir hören werden, überschüttet wurde, wodurch es zu einem Überfall der diluvialen Biele über das Hemmbergried nach dem Saubsdorfer Gebiet kam.

Die Eisanwesenheit ist im Gebiete durch sichere Geschiebelehme und Erratika nachgewiesen. Ich nenne hier nur die Geschiebelehme von Theresienfeld, wo ich neben verschiedenen erratischen Geschieben auch einen sehr schön gekritzten erratischen Porphyf finden konnte, und die Geschiebelehme der Pelzchen Ziegelgrube in Saubsdorf (westlich von Franzberg), die 3 m mächtig sind und zahlreiche erratische Typen führen. Die Geschiebelehme nehmen die tieferen Lagen des Diluviums ein und beweisen eine starke Ausräumung der Landschaft; liegt doch der Grundgebirgssockel bei Theresienfeld ca. 350 m, bei Saubsdorf in der Pelzchen Ziegelei in ähnlicher Höhe, wenn nicht tiefer, da die benachbarten Sande der Gruben von Bayer und Klein am rechten Talgehänge nördlich vom Geißlersfeld bis zum Talboden reichen.

¹⁹⁾ Anstehendes Grundgebirge kommt aber im Bieletalbett schon südlich von Kote 343 des Talbodens zwischen Niklasdorf und Breitenfurt zutage.

²⁰⁾ Nahe der Reichsgrenze in Gr.-Kunzendorf greift die quartäre Verschüttung mindestens bis auf die Meereshöhe von 310 m hinunter, also ähnlich wie in Niklasdorf.

Außerdem aber kommen Erratika in den diluvialen Lokalschottern vor, freilich in der Richtung nach SW, gegen Freiwaldau, in immer mehr abnehmendem Maße; während sie in der Saubsdorfer und Niklasdorfer, besonders Kohlsdorfer Umgebung noch häufig sind, erscheinen sie schon in den großen Gruben bei Sandhübel seltener und in den Lokalterrassenschottern von Böhmischdorf sind sie schon sehr selten.

Der äußerste erratische Fund wurde von Prof. Rosiwal bei Böhmischdorf nahe dem Göbelbach gemacht. Freiwaldau dürfte vom Eis nicht mehr erreicht worden sein. Die Ziegeleien in der Nähe der Stadt schließen oft über kopfgroße Lokalschotter und Lehme (mit Kriechschutt gemischt) oder geschichtete Tone in großer Mächtigkeit auf. Aber erratische Geschiebe habe ich weder in der Grögerschen oder Nitscheschen Ziegelei nahe dem Bahnhof Freiwaldau, noch in den Ziegeleien von F. u. A. Gröger nahe Freiheit in Freiwaldau beobachtet.

Die Höhe des Eises ergibt sich zu wenigstens 485 m; denn die höchsten erratischen Funde sind²¹⁾: ca. 485 m: rote Granite und Quarzite südlich von Kaltseifen am S-Gehänge der Biele und ca. 455 m: Erratika am Hemmergried²²⁾ (nach Prof. Rosiwal).

Die Mächtigkeit des Eises mag daher im Bielethal bei Niklasdorf, das bis auf 310 m eingeschnitten ist, immer noch mindestens 180 m betragen haben.

Nach dem Rückzug des Eises konnte die Biele hervorbrechen und ihren groben Schotter aufschütten. In der Saubsdorfer und Kohlsdorfer Gegend kam es vorher zur Ablagerung von fluvioglazialen fremden Sanden, während erst in den höheren Lagen die mächtigen Lokalschotter vorkommen, wogegen in den liegenden Sanden lokale Einschwemmungen, wenn sie auch nicht fehlen, so doch zurücktreten. Die wiederholt beobachtete Kreuzschichtung in den Sanden nach SE und S

²¹⁾ Das höchste Erratum im Bereiche des Eislappens von Schwarzwasser liegt am Habichtberg in ca. 475 m Höhe (verschiedene fremde Quarzite).

²²⁾ Einen erratischen Feuerstein fand ich in den Deltasanden bei Sandhübel, allerdings sicher nicht mehr in situ. Da die Seespiegelhöhe, wie ermittelt wurde, mindestens 440 m betrug und die Deltasande in den See eingeschwemmt wurden, so muß auch daraus gefolgert werden, daß das Eis noch Höhen über 440 m mit Erratum überstreute.

u. dgl. lehrt, daß die Gewässer, welche die Sande aufschütteten, von N kamen. Die Ablagerung der Sande beweist mit gelegentlichen Tonen, daß die Gefällsverhältnisse sehr geringe waren. Ja die Lignite von Saubsdorf (vgl. unten Anmerkung 23) weisen auf alte Torfmoore, wohl Verlandungen von kleinen Stauseen, hin. In den oberen Partien des Diluviums kommt es dann deutlich zu einer Mischung von fremden Sanden und Lokal-schottern; der Kampf der Schmelzwässer des Eises, die von N her kamen, mit den von S austretenden Flüssen endete zugunsten der letzteren.

Diese Details der Entwicklung lassen sich durch eingehendes Studium der zahlreichen Aufschlüsse bei Saubsdorf sowie durch Vergleichung der hypsometrischen Verhältnisse der Ablagerungen feststellen. In der Nähe der Pelzchen Ziegelei in Saubsdorf mit den aufgeschlossenen Geschiebelehmen befinden sich die gleichfalls hypsometrisch tief gelegenen Sandgruben von Bayer und Klein am rechten Talgehänge des Erlbaches, wovon besonders erstere wichtig ist. Es liegen da 6 m grobe Sande mit Mischschottereinschwemmungen über 3 m gelben, zu unterst weißen, jedenfalls fremden fluvioglazialen Sanden, welche Kreuzschichtung nach S aufweisen. In der Kleinschen Sandgrube, welche südwestlich von der Bayerschen liegt, ist mehr ein Gemisch von gelbbraunen und roten, eisenschüssigen Sanden (mit horizontaler Schichtung) und Mischschotter zu beobachten.

In der westlich, gegenüber davon, schon am anderen Talgehänge gelegenen Sandgrube von Haehnel ist die Schichtenfolge eine ähnliche wie in der Bayerschen Grube. Über dem in ca. 10 m über dem Talboden (Höhe ca. 375 m) abgeschnittenen Marmor des Grundgebirges, der die Steinindustrie im Tale verursacht, finden sich 5 m Sande mit eingeschalteten Schottersträngen (Kreuzschichtung nach NE und SE), darüber 2 m Mischschotter mit fremden Graniten, Porphyren, Feuersteinen, Quarziten u. dgl., welche mit deutlichem NE-Fallen auf den Sanden aufrufen. Die verschiedentliche Kreuzschichtung, deren Richtung mit der verschiedenen Provenienz der Geschiebe im Einklange steht, sowie das Abschneiden der hangenden Schotter auf den Sanden weisen auf den Kampf der Schmelzwässer des Eises mit den lokalen hereinbrechenden Flüssen hin.

In den höher gelegenen diluvialen Aufschüttungen²³⁾ der Gegend von Saubsdorf walten grobe Lokalschotter durchaus vor, man erkennt auch ein deutliches, verhältnismäßig steiles Gefälle dieser Aufschüttungen talabwärts, also nach N. Wenn wir an der Reichsgrenze beginnen, so haben wir in den beiden beiderseits des Erlbaches nahe der Grenzstraße gelegenen Gruben Mischschotter, jedoch mit bei weitem überwiegendem lokalen Material.²⁴⁾ Talaufwärts, mit der mächtigen Aufschüttungsfläche steigend, halten wir uns durchaus in lokalen Schottern, wogegen südlich vom Franzberg hochgelegene (bis ca. 420 m) lokale grobe Sande zur Ablagerung gelangten, offenkundig im stillen, strömungslosen Winkel, im Schutz des 5015 m hohen Dickelsberges, der die mächtige, hochgelegene Lokalschotterfläche des Saubsdorfer Gebietes einerseits und der Niklasdorfer Talstrecke andererseits teilte. Lokalschotter²⁵⁾ bedecken den 433 m hohen Sattel am SW-Abhang des Dickelsberges, ziehen entlang des Abfalles des Ascher-, Nieder- und Hemmberges, überlagern deutlich südwestlich von der Kirche Saubsdorf Sande mit Ligniten und steigen beiderseits von Saubsdorf gegen S immer höher an, um den Sattel des Hemmbergried (485 m) zu erreichen, wo ich noch wenig gerundete Lokalschotter beobachtete. Hier also floß die diluviale Biele oder wenigstens ein Arm derselben in das Gebiet des Erlbaches über. Diesem Überfall entspricht im

²³⁾ Die Grube westlich der Kapelle beim alten Marmorbruch (südlich der Kirche) von Saubsdorf am rechten Talgehänge erschließt unter groben Lokalschottern rote, mit Kies vermischte Sande und darunter weiße, nach E fallende Sande; ähnlich die Grube am gegenüberliegenden linken Gehänge, östlich von der Kapelle 438: grobe Lokalschotter, darunter weißgelbe Sande, nach E fallend; gleich nördlich davon finden sich in den oberen Partien der Sande aus einem alten Torfmoor hervorgegangene Lignite, die sich wohl auch hier, wie überall, an diluviale Tone knüpfen (über die Bestimmungen der Lignite durch Dr.A.Fietz vergl. V. geol. R.-A. 1914), zumal Torfmoore eine wasserdichte Abdichtung ihrer Unterlage, besonders gegen den durchlässigen, darunterliegenden Sand, beanspruchen.

²⁴⁾ In der östlich vom Bach gelegenen Grube zeigen die Sande unter den Mischschottern noch E-fallen.

²⁵⁾ Die Erratika in den höher gelegenen Lokalschotterflächen sind wahrscheinlich zu erklären durch Erosion und Abschneidung der liegenden Sande (V. geol. R.-A. 1913, S. 102) und vielleicht durch einen jüngeren Vorstoß des Eises (vgl. auch unsere Ausführungen S. 286).

Böhmischdorfer Talstreckengebiete die oberste Terrassenandeutung des erwähnten breiten Gleithanges (490—500 m). Die Erosionsbasis stand im Bieletal bis zu dieser Höhe, so daß der Überfall über das Hemmbergried ermöglicht war. Wie mächtig allerdings der Sattel des Hemmbergriedes aufgeschüttet wurde, können wir nicht sagen. Vielleicht könnte man sogar in den hochgelegenen Schottern noch eine Rückstauerscheinung durch einen längeren Stand des Eises in Preußisch-Schlesien erblicken.

Eine zweite Lokalschotteraufschüttung bildet die ebene, mit Lehm etwas bedeckte Terrasse des Kretschamberges (414 m) am linken Gehänge der Niklasdorfer Talstrecke. Sie dacht sich gegen N über Kohlsdorf rasch ab (Höhe 386 m) und es liegen auch hier, wie man besonders südwestlich von Kohlsdorf beobachten kann, die Lokalschotter auf fremden Sanden, dieselben oberflächlich abschneidend. Gegen die Basis hin schalten sich wieder Tone (bei Niklasdorf)²⁶⁾ und Geschiebelehme (Theresienfeld) über dem Grundgebirge ein. Das Gesamtprofil des Quartärs ist hier also ein ganz ähnliches wie im Saubsdorfer Gebiet. Talaufwärts könnte die Terrassenfläche des Kretschamberges via Terrassenfläche 421 m im südlichen Buchenwald des südlichen Talgehanges und eventuell noch über den Breitenfurter Berg, der gerade noch 421 m erreicht, rekonstruiert werden, um an die Terrasse des Bieletales der Böhmischdorfer Laufstrecke angeknüpft zu werden. Eine solche Verbindung hat aber Schwierigkeiten, wie aus folgenden Beobachtungen und Überlegungen erhellt.

Das Diluvium ist bei Sandhübel, das dem hier mächtigen Diluvialsand seinen Namen dankt, ausgezeichnet aufgeschlossen. Wir finden da am Abfall des Sandberges mehrere Sandgruben (vgl. Taf. III b) und nordöstlich der Eisenbahnstation Sandhübel-Saubsdorf eine Tongrube. In der links der Straße nach Saubs-

²⁶⁾ Da die Basaltone bei Niklasdorf ca. 320 m Höhe haben, der Hang des Kretschamberges (414 m) gleichfalls aus diluvialen Sanden und Schottern besteht, so muß das Diluvium einst hier in einer Gesamtmächtigkeit von 100 m aufgeschüttet worden sein, was außerordentlich bedeutend ist und jedenfalls einer der größten Beträge der diluvialen Aufschüttung in Österr.-Schlesien ist. K. Jüttner (Das nordische Diluvium im westlichen Teile von Österr.-Schlesien 1912, Zeitschr. d. Mähr. Landesmus., XII. Bd., 2. Heft, S. 209) gibt die Mächtigkeit viel geringer an.

dorf gleich nahe der Bahn gelegenen Scholzchen Sandgrube sieht man lokale Sande mit gelegentlichen Lokalschotterschnüren in Deltaschichtung fallen: und zwar im südlichen Teil S 25° resp. SE 28° , im östlichen Teil ENE 25° und E 32° . Im äußersten S schalten sich den Sanden schon Tonschichten ein, das Fallen wird flacher (15°). Es macht ganz den Eindruck, daß sich hier das Delta austönt.

Die nordwestlich davon gelegene, am SW-Abfall des Sandberges befindliche Sandgrube zeigt über gelblichen, SSW fallenden weißen Sanden 1 m NE fallende Lokalschotter und darüber 0,3 m gelben Sand. Die Grenzschicht zwischen Sand und Schotter liegt ca. 440 m hoch. Zwischen der Scholzchen Grube und der Straßenschleife sind etwa drei nebeneinander gestellte Sanddeltas aufgeschlossen. Auch sie zeigen deutliche nach S—SE fallende (18 — 25°) Deltaschichtung der lokalen Sande mit gelegentlichen Lokalschotterschnüren.

Rechts (östlich) von der Straße nach Saubsdorf sind drei weitere Sandgruben mit Deltaschichtung (Taf. III b). Erratika finden sich sehr selten (Feuersteine, vgl. oben Anmerk. 22). Der innere, d. h. der nördliche Teil setzt sich mehr aus grobem Sand und mehreren Schotterlagen zusammen, während die äußeren südlichen Aufschließungen mehr aus feinem, oft sehr eisenschüssigem Sand bestehen. Dieser Umstand sowie die auch früher schon beobachtete Verflachung der Deltaschichtung aus Fallwinkeln von 25° zu 15° macht hier das Nebeneinander vorkommen mehrerer Deltas wahrscheinlich.

In der östlichsten Sandgrube am SE-Abfall des Sandberges nimmt die Verflachung der Deltaschichten zu und weiter nach E gehend sehen wir (in ca. 400 m Höhe) in der Wagnerischen Ziegelei nur mehr fein geschichteten, gebänderten Ton in horizontaler oder schräger, nach W (10 — 15°) fallender Lagerung. Die schwachsandigen Töne, in welchen sich Baumstämme fanden, sind jedenfalls limnische Ablagerungen und es liegt daher nahe, sie mit den erwähnten Deltas als gleichaltrige Bildungen aufzufassen. Feuersteine und andere kleine Erratika aus den Tonen deuten darauf hin, daß wir es mit Ablagerungen eines Eissees vor dem Inlandeis zu tun haben.

1912 beobachtete ich in den blauen und grauen Tonen ausgezeichnete Deformationen, welche in nach E liegenden

Falten und zahlreichen kleinen staffelförmigen Verwerfungen²⁷⁾ bestanden, welche unter einem Winkel von 60° gleichfalls nach E erfolgten.²⁸⁾ Ich erkläre sie²⁹⁾ nicht als Stauchungserscheinungen durch Eis, da sie in der entgegengesetzten Richtung laufen müßten, sondern durch Abgleitungen (Gleitfaltung), welche bald nach ihrer Sedimentierung³⁰⁾ erfolgten.

Diese Deformationen waren 1913, weil überwachsen, nicht mehr zu sehen. Dagegen konstatierte ich im südöstlichen Teile der Grube Stauchungen in der Richtung nach SW, die wahrscheinlich auf Eispressungen zurückzuführen sind. Damit stimmt überein, daß sich über dem Ton im östlichen Teil eine Grundmoränen ähnliche Ablagerung (mit erratischen Geschieben) findet, die wieder von einem fein geschichteten tonigen Lehm bedeckt ist.

Alle diese Verhältnisse also sprechen dafür, den See von Sandhübel mit seinen Deltas als Stausee vor dem Eis zu deuten. Bemerkenswerterweise finden wir in ähnlicher Höhe wie bei Sandhübel auch Ton bei Neudorf (390 m) und bei Gröditz (390 m). Die Lassmannsche Sandgrube in 382 m Höhe bei Gröditz erschließt bis 1 1/2 m tiefe Stauchungen von Sanden und lokalen Kiesen. Eine Eisrandlage in der Niklasdorfer Talstrecke unterhalb Breitenfurt würde damit die Stauchungen, die Tone und Deltas erklären.

Die Höhe des Stauses läßt sich bekanntlich aus dem Abschneiden der Deltaschichten durch die hangenden horizontalen fluviatilen Schichten ermitteln. Wir sehen besonders in der nahe der Saubsdorfer Straße gelegenen Sandgrube, östlich von der Straße, oben deutlich die Deltasande (mit Fallen südlich 20°) durch grobe horizontale Lokalschotter abgeschnitten. Die ungefähre Höhe ermitteln wir etwa zu 440 bis höchstens

²⁷⁾ Ich zählte 16 auf eine Entfernung von 25 m.

²⁸⁾ Die Faltungen und Stauchungen zeichnen die unteren, die verwerfungsartigen Absitzungen die obersten Partien der Tone aus.

²⁹⁾ Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanstalt 1913, Jahresbericht des Direktors für 1912, S. 9.

³⁰⁾ Die Tone fallen besonders im östlichen Teile der Grube deutlich nach NW—W, also unter die Deltasande, flach ein. Es macht den Eindruck, als würde das Seesediment unter der Last des Deltas aufgepreßt worden sein, wie es häufig bei alten Deltas zu beobachten ist.

450 m³¹); da die ca. 400 m hoch gelegenen Tone bei Sandhübel den Seeboden repräsentieren, so würde die Tiefe des diluvialen Sees hier rund 40 m betragen haben.

Der Sandhübeler Eisseesee ist der Maximalvereisung nachgefolgt. Denn die Maximalvereisung ging weiter in das Tal und reichte auch höher. Es läßt sich dies auch geologisch durch die Funde von gelegentlichen Feuersteinen in den Deltas und Sanden bei Sandhübel erweisen. (Vgl. oben.) Die erratischen Feuersteine müssen schon von älteren eiszeitlichen Aufschüttungen hergenommen worden sein, um in die Deltasande eingeschwemmt zu werden:

Es fragt sich nun: In welcher Beziehung steht der Sandhübeler Eisseesee: 1. zu dem Bieleüberfall nach dem Saubsdorfer Gebiet und 2. zu den alten Bieleaufschüttungen am Kretschamberg? Bezüglich der ersten Beziehung sei folgendes dargelegt: Der Eisseesee hatte eine Höhe von ca. wenigstens 440—450 m, der Überfall nach dem Tal des Erlbaches erfolgte in ca. 485 m Höhe. Ersterer kann nicht früher gewesen sein, da er sonst zugeschüttet worden wäre. Nach dem Rückzug des Eises erfolgte eine mächtige Aufschüttung im Bieleetal. Ein Eisstand vielleicht bei Gröditz verursachte den Eisseesee, der in ca. 450 m durch längere Zeit spiegelte. Da aber das Eis mindestens 485 m hoch war (nach den erratischen Funden), so konnte der See zuerst in dieser Höhe, wenn nicht höher, gespiegelt haben. In diesem Stadium, das durch Aufschlüsse, geologisch, freilich nicht erwiesen werden kann, wurde er randlich von W her zugeschüttet, wobei die Biele den Überfall nach dem Saubsdorfer Gebiet fand. Während des Hauptseestandes von ca. 450 m Höhe war der Überfall nach dem Saubsdorfer Gebiet bereits außer Funktion gesetzt und es konnte von NW her aus den höheren Aufschüttungen Schotter- und Sandmaterial durch kleine Bäche in den besprochenen Deltas in den See gebracht werden, so befremdlich es zunächst auch erscheint, daß der Stausee nicht durch nach E, sondern nach S fallende Deltas reduziert wurde.

Der Breitenfurter Berg besteht aus ähnlichen Sanden und Schottern wie der Südabhang des Sandberges bei Sandhübel,

³¹⁾ Vielleicht stehen damit die Terrasse am südlichen Bielegehänge südlich von Sandhübel in ca. 440 m Höhe und die fluviatile Bieleterrasse am linken Gehänge, westlich von Böhmischdorf zwischen Göbel- und Zündlebach, in ca. 460 m Höhe, im Zusammenhang.

nur fehlen Aufschlüsse, um zu entscheiden, ob hier analoge Deltabildungen von der anderen Seite vorliegen. Jedenfalls ist, wenn man die heutige Morphologie³²⁾ der Gegend von Sandhübel in Betracht zieht, anzunehmen, daß der alte Stausee während seines Bestandes erheblich in seinen Dimensionen eingebüßt haben muß. Die Verschüttung der Talfurche zur Zeit der Anwesenheit des Stausees machte jedenfalls große Fortschritte, es blieb nur ein kleiner Teil des Sees ausgespart.

Die alte Biele konnte bei einer weiteren Vertiefung des Seespiegels (etwa 420 m), der gewiß manche Seepartie vor Zuschüttung durch die Flüsse verschonte, und in der unmittelbaren Folge die mächtige Terrassenfläche zum Kretschamberg (414 m) aufschütten. Zugleich entstand wohl die Terrassenaufschüttung (421 m) im südlichen Buchenwald am rechten Talgehänge der Biele.

Nach dem vollständigen Rückzug des Eises in das sub-sudetische Vorland wird die Tiefenerosion im Gebiete eingeleitet. Die Biele mußte einschneiden, wo sie gerade floß, und legte damit, auf dem höheren Aufschüttungsboden wohl zufällig in einer nach S gekehrten Kurve fließend, ihr epigenetisches Engtal zwischen Sandhübel und Breitenfurt fest. Die Tiefenerosion ging im Engtal ohne besonderen Stillstand von statten.

Anders in den gleich nach dem Eisrückzug verschütteten und nunmehr wieder in Ausräumung begriffenen breiten Talstrecken. Jetzt bildeten sich in den beiden weiteren Laufstrecken die Gleitgehänge aus. So deuten die Terrassen von: 390 m am rechtsseitigen Gleithang im Buchenwald, von ca. 400 m am rechten Gehänge der Biele in Sandhübel kurz vor dem Beginn des Engtals sowie der Lokalschotterrest südlich von der Zündhölzchenfabrik in ca. 395 m auf einen ersten vorübergehenden Halt in der Tiefenerosion, der sich auch in den in der Böhmschdorfer Talstrecke links zu beobachtenden Terrassenresten von ca. 440 m östlich vom Scholzenberg und von ca. 430 m

³²⁾ Wir sind nach den Verhältnissen der ziemlich intakten Deltas und ihres Überganges, respektive ihres Aufsitzens auf den limnischen Tonen, zur Annahme berechtigt, daß in der Umgebung des Sattels von Sandhübel (Eisenbahnstation) heute noch ungefähr die alten subaquatischen Reliefverhältnisse erhalten sind. Es ist stellenweise geologisch und morphologisch noch die diluviale Seedelta- und Seebodenlandschaft vorhanden.

zwischen der Haltestelle Böhmschdorf und Sandhübel nördlich vom Göbelbach verrät. Ebenso gehört wohl in dieses Stadium die Terrassenfläche eines Seitentales, des rechtsseitigen Hollunderbaches in ca. 410 m Höhe³³).

Einen zweiten darauf folgenden Halt in der Erosion des Tales erkennen wir in der breiten Terrassenentwicklung in ca. 375 m bis unter 365 m Höhe südlich von Niklasdorf, nordöstlich vom Buchenwald (also etwa 15—25 m unter der Terrasse des ersten Haltes). Darauf schnitt die Biele bis zum heutigen Talboden ein³⁴), ihn durch laterale Erosion verbreiternd. Die Prallhänge an der Gegenseite der Gleithänge liegen in den beiden breiten erwähnten Talstrecken auf entgegengesetzten Seiten (in der Böhmschdorfer Talstrecke am rechten, in der Niklasdorfer Talstrecke am linken Gehänge). Freilich sind die Prallhänge von der Biele heute meist schon verlassen.

Kurze Zusammenfassung der Ergebnisse.

1. Den Fuß des Reichensteiner Gebirges, das entlang eines nordöstlichen Bruches abgebrochen ist, begleitet von Weißwasser bis zum Krebsbach bei Jauernig eine Terrassenrampe von 360—390 m Höhe, die als jungtertiäre Abrasionsterrasse gedeutet wird, deren Oberfläche durch die Erosion des Inlandeises zu Rippen und Rundhöckern modelliert wurde. Eine fluviatile Entstehung der Terrassenfläche ist nicht nachweisbar. Die höhere Verebnungsfläche (460—470 m Höhe) in der Umgebung von Woitzdorf repräsentiert wahrscheinlich eine höhere Abrasionsterrasse. Mit der Entstehung der Abrasionsterrassen ist auch die Ausbildung der Verebnungsflächen im Hügelland von Buchsdorf (Maximalhöhe 375 m) und des Hahnwaldes (Maximalhöhe 401 m) eng verknüpft. Die Höhenverteilung im großen ist auf die jungtertiäre, die Höhenverteilung im kleinen auf die glaziale Erosion (und Akkumulation) zurückzuführen.

³³) Naturgemäß ist das Gefälle der Seitenfußterrassen ein steileres als das des Hauptflusses.

³⁴) Bemerkenswert ist im Gegensatz zum sehr wenig geneigten Talbodengefälle in der Böhmschdorfer Talstrecke, das dem Verlauf der Terrassenreste des ersten Haltes ziemlich parallel verläuft, die starke Versteilung des Gefälles im Engtal der Biele und sogar im oberen Teil der Niklasdorfer Talstrecke.

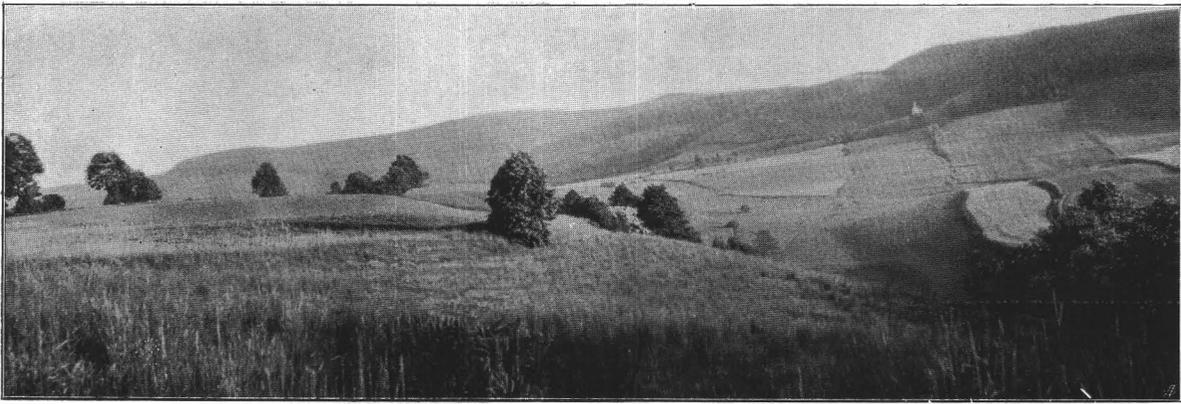
2. Große Teile des Gebietes des Friedeberger Granitstockes sind eine ausgezeichnete glaziale Rundhöckerlandschaft mit von Geschiebelehm erfüllten Mulden und Talungen. Manche Becken stehen in keiner Beziehung zur heutigen Hydrographie. Die postglaziale Tieferlegung der Erosionsbasis äußert sich in bedeutenden Beträgen der Tiefenerosion (Schlippe ca. 50 m); viele Flüsse und Bäche treten aus einer südlichen Senkenregion in die höhere Rundhöckerlandschaft in Engtälern ein, die subglazial angelegt und postglazial vertieft sind. Das plötzliche Umbiegen des Luckwassers südwestlich von Weidenau nach W hängt offenbar mit einer Eisrandlage südlich von Weidenau zusammen, wo Geschiebelehm und fluvioglaziale Aufschüttungen mehrfach beobachtet wurden.

3. Das Studium der diluvialen Aufschüttungen im Vorland und im Randgebiet des Gebirges ließ die Entwicklungsgeschichte während der Eiszeit entwirren. Ein präglazial bereits tief erodiertes Relief wurde verschüttet, zunächst stellenweise von Stauseetonen und von fluvioglazialen Sanden, die meist von N her während eines Eisstandes in Preußisch-Schlesien aufgeschüttet wurden. Die lokalen Flüsse brachen vollends erst gegen Schluß vor, Terrassen verursachend. Die diluvialen Schotterkegel zeichnen sich durch untereinander ähnliche Gefällsverhältnisse, aber verschieden hohe Scheitelpunkte aus. Eine einheitliche Sammelader während der Eiszeit entlang des Gebirgsabbruches läßt sich nicht erweisen. Beim Pumlich- und Schlippebach traten bemerkenswerte Flußlaufänderungen während und nach der Eiszeit ein. Die postglaziale Tiefenerosion ist auch im Gebiete der Terrassenlandschaft oft bedeutend. Während im Bereiche des Grundgebirges Engtäler eingeschnitten wurden, kam es im Bereiche der lockeren diluvialen Ablagerungen zur Bildung von breiten postglazialen, tief gelegenen Aufschüttungsböden, bei deren Verbreiterung durch laterale Erosion besonders in der Gegend von Jauernig nur kleine Riedel von den höheren diluvialen Aufschüttungsflächen übrig blieben.

4. Die geologisch-geomorphologische Analyse des Bieleitals unterhalb Freiwaldau lehrte einen komplizierten Gang der Ereignisse, vor allem mancherlei Laufverlegungen, während und nach der bis mindestens 485 m Höhe nachweisbaren und mindestens 180 m Mächtigkeit erreichenden Vereisung des Tals erkennen. Das präglazial schon

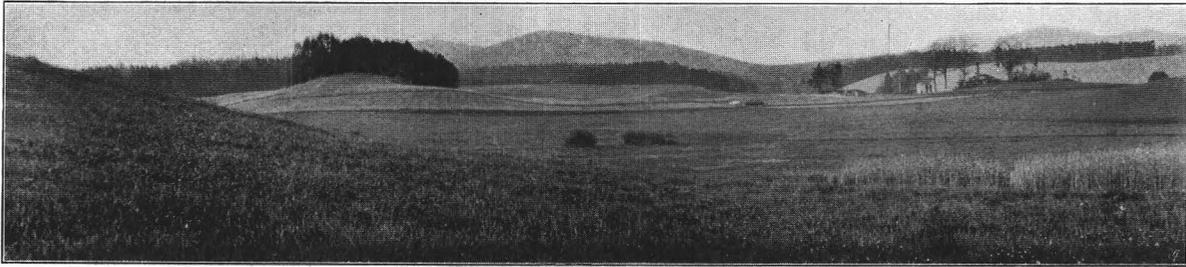
stark ausgetiefte Bielethal sowie das Saubsdorfer Talgebiet erfuhr zunächst eine teilweise *V e r b a u u n g* durch Geschiebelehm und durch vorwiegend von N her aufgeschüttete fluvio-glaziale Sande und Schotter. Der Kampf der von N her kommenden Eisabflüsse mit der Biele endete schließlich mit dem völligen Durchbruch der letzteren, wobei es zu mächtigen, hohen Aufschüttungen kam und die Biele sogar in das Saubsdorfer Gebiet überfiel. Die Gegend von Sandhübel war Schauplatz eines *E i s s t a u s e e s* von etwa 40—50 m Tiefe, dessen Seeboden und mehrfache Deltabildungen in Aufschließungen studiert werden können. Mit der Entleerung des Sees und mit dem Rückzug des Eises setzte die weitere Tiefenerosion der Biele ein, wobei sie ihr *e p i g e n e t i s c h e s E n g t a l* zwischen Sandhübel und Breitenfurt anlegte. Sie ist durch mindestens zwei von Terrassenbildungen begleitete *H a l t e* unterbrochen gewesen.

Freiwaldau, Mai 1914.



phot. Göttinger.

a (zu S. 272). Felsterrassenfläche mit Rundhöckern südlich von Jauernig (vorn). Blick gegen Süden (rechts postglaziale Tiefenerosion).



phot. Göttinger.

b (zu S. 272). Felsterrassenfläche mit Rundhöckern südwestlich und westlich von Jauernig.



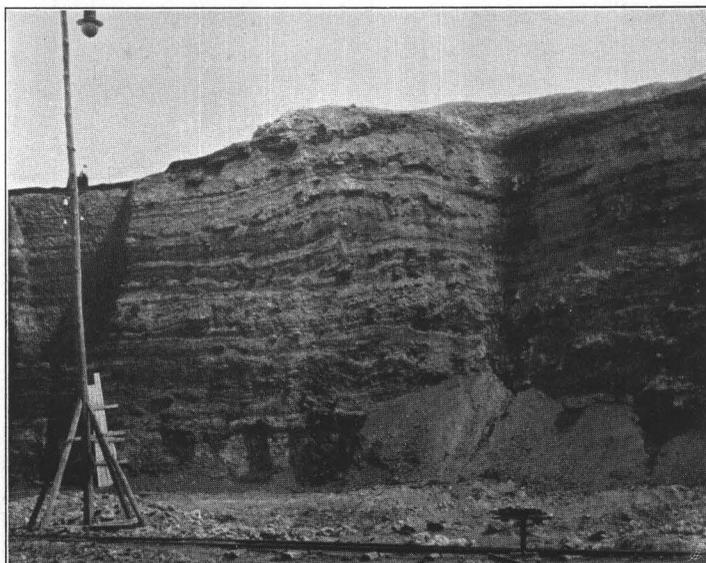
phot. Göttinger.

c (zu S. 279). Rundhöckerlandschaft im Grenz- und Jungfernbusch mit Friedeberger Gotthausberg.



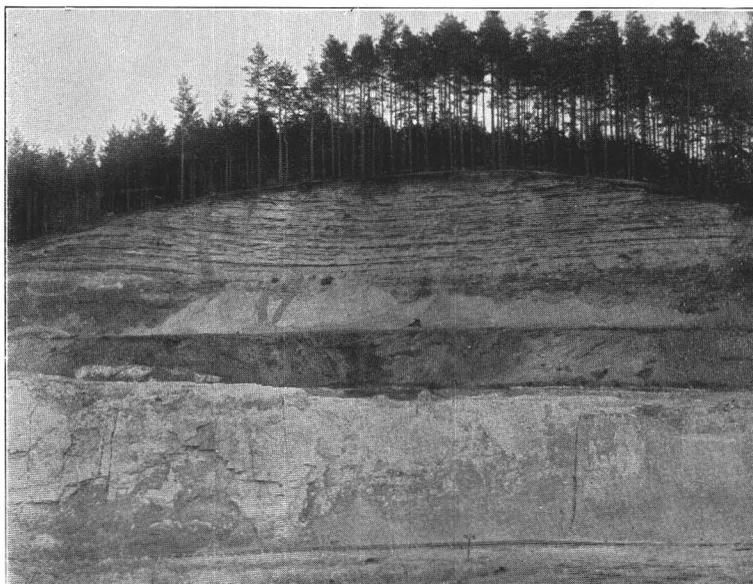
phot Götzinger.

α (zu S. 280). Stauchungen und wirre Lagerung in der Grundmoräne über verschlepptem Quarztrümmerwerk. Quarzbruch bei Alt-Rotwasser.



phot. Götzinger.

β (zu S. 280). Detail der 5 m tief reichenden glazialen Stauchungen in der Braunkohlengrube Lentsch bei Ziegenhals.



phot. Götzinger.

a (zu Seite 282). Fluvioglaziale Sande und Tone über Kaolin in der
Kaolingrube Stachlowitz-Weidenau.



phot. Götzinger.

b (zu S. 295). Deltasande in der Grube NNE vom Bahnhof Sandhübel-Saubsdorf.