

Aus dem Geologischen Institut der Deutschen Universität in Prag.

Die Schotterbildungen südlich und westlich der Lausitzer Überschiebung und des Jeschkenbruches von Niedergrund bis Drausendorf.

Von Wilhelm Vortisch.

Mit Unterstützung der Deutschen Gesellschaft der Wissenschaften und Künste für die Tschechoslowakische Republik.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis von Untersuchungen, welche hauptsächlich im Frühjahr 1921 und Herbst 1922 durchgeführt wurden. Zum Vergleich mit dem gesammelten Material dienten, außer eigenen Aufsammlungen im Herkunftsgebiet der Schotter, die Sammlungen des mineralogisch-petrographischen und geologischen Instituts der Deutschen Universität in Prag. Für Mithilfe bei der Bestimmung der Gesteine aus dem Jeschkengebirge bin ich Hrn. Realschuldirektor Dr. Gränzer in Reichenberg, bei Gesteinen aus dem Gebiete des Lausitzer Granits den Geologen der sächsischen geologischen Landesanstalt in Leipzig, Hrn. Prof. Reinisch und Hrn. Dr. Pietzsch zu Dank verpflichtet. Hr. Prof. Stark in Prag unterstützte mich bei mikroskopischer Gesteinsbestimmung und Hr. Prof. Machatschek bei der Bearbeitung der Morphologie, wofür ebenfalls gedankt sei.

Es muß leider zugestanden werden, daß die Untersuchungen durch den Mangel an geeigneten Instrumenten sehr erschwert und oft nicht mit der wünschenswerten Genauigkeit durchgeführt werden konnten. Die Höhenangaben, oft überhaupt die Terraindarstellung der Meßtischblätter, ließ viel zu wünschen übrig, so daß eine Korrektur mit Aneroid, Horizontalglas etc. oft wünschenswert gewesen wäre. Ich bin bisweilen geradezu durch morphologische Erwägungen erst auf Fehler in der Kotierung gekommen, die aus Mangel an Instrumenten dann nicht korrigiert werden konnten.

Die Arbeit soll nicht eine genaue morphologische Analyse des Gebietes geben, sondern sie will durch die Untersuchung geo-

logischer Erscheinungen die jüngste Geschichte des Gebietes aufklären. Allerdings mußte hiebei die Morphologie vielfach herangezogen werden.

Bemerkung: Literaturangaben erfolgen mit Hilfe des Namens des Autors und einer in Klammer folgenden, zweistelligen Ziffer, welche die beiden rechten Stellen der Jahreszahl des Erscheinens des betreffenden Werkes bedeuten. In dem alphabetischen Literaturverzeichnis am Schlusse der Arbeit, S. 61 bis 64 kann genaueres dann sofort aufgefunden werden.

1. Begrenzung und geologische Uebersicht des Arbeitsgebietes.

Das Gebiet, dessen Schotterbildungen hier behandelt werden sollen, ist folgendermaßen abgegrenzt: Im N durch die Wasserscheide entlang der Lausitzer Überschiebung vom höchsten Punkte der Schöberstraße K 607 S Niedergrund bis Welsberg K 545 S Spittelgrund, im NO und O vom Jeschkenbruch entlang Passer Kamm, Trögelsberg K 537, Rabenstein und weiter am SW-Fuße des Jeschkengebirges, im S ungefähr durch den Parallelkreis des Tolzberges K 587 S Großwalten und im W ungefähr durch den Meridian des Hamrichbergers K 661 bei Röhrsdorf. Die genauere W- und S-Grenze ergibt sich auf der beifolgenden Kartenskizze aus dem Raume, auf den die topographische Zeichnung ausgedehnt ist. Eine vollkommene Geröllstudie des Gebietes würde eigentlich auch die Kreidekonglomerate einbeziehen müssen, auf die sich die nachfolgende Untersuchung nicht erstreckt.

Das Liegende der untersuchten Schotterbildungen bilden überall die Sedimente der oberen Kreide. Die tiefsten Schichten, bisher zum Zenoman gestellt (Krejčí (69) S. 101 und Fig. 4), von Zahálka (16) S. 86, 90—92, Fig. 40—44 und S. 1 gar zum Neokom und Gault gerechnet, kommen nur entlang des Jeschkenbruches in einem schmalen Streifen am Passer Kamm—Trögelsberg — Rabenstein zum Vorschein. Im Zwickauer Gebiet, welches noch in die NO-Fortsetzung des Mittelgebirgsgrabens fällt, ist im N-Teil Emscher- und Cuvieri-Horizont in Quaderfazies durch Andert (11) nachgewiesen. Ich fand in den den Quader unterteufenden Mergeln bei Lindenau an einem von mir neu entdeckten Fundorte (bisher unveröffentlicht) unter andern einen in den Formenkreis von Scaphites Fritschii Gross. gehörigen Ammoniten. Somit ist der obere Teil der Skaphitenzone erwiesen. Die Cuvierizone dürfte in der näheren Umgebung von Zwickau bereits in Quaderfazies vertreten sein. Zahálka (16) S. 74—77 stellt die Mergel ebenfalls zur Skaphitenzone, leugnet aber das Vorhandensein von Emscher. Außerhalb des Mittelgebirgsgrabens, im Gebiete von Deutschgabel bis über Kriesdorf hinaus, sind noch keine sicheren Anhaltspunkte für stratigraphische Zu-

weisung gewonnen. Krejčí (69) S. 128 und 130 stellt die Mergel bei Kriesdorf—Seifersdorf zu den Priesener Schichten, die Sandsteine zu den Chlomeker-Schichten (analog dem Zwickauer Gebiet wäre das Skaphitenstufe bzw. Cuvieri-Horizont und Emscher?). Zahálka (16) S. 86—92 und S. 1 sieht den Hauptteil des Quaders als Mittel- und Unterturon (= IX, Zone d. *Inoceramus Brogmarti* und VIII, Z. d. *Inoc. labiatus*) an. Nur hier und da sei auch Oberturon erhalten (X Zah.) oder es kommt Zenoman (VII Zah.) zum Vorschein. Die Mergel bei Kriesdorf-Seifersdorf hält er für eine Fazies des untersten Brogniartiquaders (= IX).

Für die Tektonik der Kreide spielt einmal die Lausitzer- und Jeschkenüberschiebung, die N- bis O-Grenze dieser Formation, eine Rolle, entlang welcher die Sandsteine in einem bei Johnsorf beginnenden und sich von dort nach O erstreckenden Streifen aufgerichtet, am Passer Kamm-Trögelsberg sogar saiger gestellt sind. Zweitens ist das Gebiet durch die NO-Fortsetzung des SO-Bruches oder Bruchsystems des Mittelgebirgsgrabens, den Egerbruch (Schwojka-Hochwald-Verwerfung Scheumanns (13), Zidovice-Chwaliner Bruch Zahálkas) in Mitleidenschaft gezogen. Einen kleinen Parallelbruch entlang des sogen. Lattengrabens W des Teichberges bei Kunnersdorf, der übrigens schon von Zahálka vermutet wird, ferner die Fortsetzung der Schwojka-Hochwaldverwerfung Scheumanns W von Lindenau, über Kunnersdorf und den Kunnersdorfer Hutberg herum entlang des S-Fußes des Limberges K 664, welche auch Zahálka (16) S. 75, 76 erwähnt, konnte ich genau verfolgen (Profil 1). Zahálka (16) S. 77 erkennt außerdem einen Bruch zwischen Jungfernbach und Schmiedsberg in NNO-Richtung, der sich, nach W umbiegend, mit dem vorerwähnten verbinden soll, während O vom Jungfernbach, dann weiter über Laden und Hermsdorf, die Fortsetzung des eigentlichen Egerbruches liegen soll. Jedenfalls bildet nach diesem Autor das Jungfernbachtal bei Groß-Walten einen NNO gerichteten, grabenartigen Mergelstreifen zwischen dem stratigraphisch älteren Horst des Schmiedeberges und dem Deutsch-Gabel-Kriesdorfer Gebiet, welches letztere nach Zahálka bis auf Schleppungen am Jeschkenbruch ungestört sein soll. (Vgl. Profil 1 und Text dazu.) Alle diese Störungen üben auf das heutige Landschaftsbild keinen direkten Einfluß mehr aus. Weitere tektonische Veränderungen, die sich aus dem Studium der Morphologie ergeben, siehe S. 36—51 über Kreidegesteine S. 15—16.

Außer zu behandelnden Schotterbildungen sind während des Tertiärs nur Eruptivgesteine und Tuffe entstanden. Über deren Lagerungsform vgl. S. 36—38, über Gesteinsbeschaffenheit und Verbreitung auch S. 18—19.

Diluviale Bildungen sind Gegenstand der vorliegenden Arbeit.

2. Allgemeines über Schotter und Schuttbildungen des Gebietes.

Um die im Gebiete auftretenden Schotterbildungen entsprechend beurteilen zu können, ist es wichtig, einiges über deren Entstehung, petrographische Beschaffenheit und Abtragung zusammenzufassen.

Einen Einblick in die Entstehung und Beschaffenheit bieten nur die künstlichen, aus technischen Gründen angelegten Aufschlüsse der Bildungen III β (S. 30—34) und IV (S. 35—36). Über einer Fußhalde sieht man überwiegend Sande und Grande, zurücktretend Kiese bis größere Gerölle, selten feineren Schlepp oder sogar Bändertone in einer Verbindung, der verschiedene Namen gegeben wurden. In unserm Falle halte ich die Bezeichnung Kreuzschichtung am geeignetsten. Im Wesentlichen entsteht sie durch seitliche Aufschüttung unter mehr oder weniger strenger Sonderung des Materials, unterbrochen durch neuerliche Wegschwemmung. Es sind also Aufschüttungskegel mit einem durch den maximalen Böschungswinkel loser Stoffe unter Wasser begrenzten Neigungswinkel, welche durch fortwährende kleine Diskordanzen unterbrochen werden. Durch die komplizierten Schnittlinien der Schichtung und der Diskordanzen mit der meist ebenen Fläche des Aufschlusses, ev. auch durch die wechselvolle Gestalt der Mantelflächen dieser kegelähnlichen Körper, kommen die verschiedenartigen Bilder zustande, die man in den Aufschlüssen sieht. Die in der Regel von der wagrechten abweichende Schichtung kommt hiebei im wesentlichen durch den Wechsel der Korngröße zustande, und schließlich sind auch Lagen und Linsen der größeren Gerölle diesem System sinngemäß eingefügt. Auch die feineren Sande sind hiebei von tonigen Bestandteilen frei, gleichsam ausgewaschen, und diese letzteren weiter fortgeführt, oder nur selten als Bändertonschmitzen mit eingeschaltet. Weiter soll auf die Kreuzschichtung nicht eingegangen werden, da dies nur beim Vergleich mit anderen, ähnliche Verhältnisse zeigenden Ablagerungen möglich ist. Seltener sind die Fälle, wo in den Aufschlüssen Sande, Kiese und Gerölle so unregelmäßig gemischt sind, daß keinerlei Schichtung erkennbar ist. Diese sind dann von nachfolgend beschriebenen Umlagerungsprodukten schwer unterscheidbar. Jedenfalls ist die Kreuzschichtung ein Kriterium dafür, daß man primäre Schotterbildungen und nicht etwa eines dieser Umlagerungsprodukte vor sich hat. Diese Überzeugung läßt sich also auf Grund petrographischer Beobachtungen nur in Aufschlüssen gewinnen, nicht aber an Geröllen, die in der Ackererde liegen. An allen Schotterbildungen, die unter II, III α und III γ behandelt werden, konnte diese primäre, innere Beschaffenheit nirgends mehr festgestellt werden. Sie sind daher stets mehr oder weniger umgelagert,

wenn auch hiebei nicht immer ein weiterer Transport stattgefunden hat.

Die Sande und Kiese bestehen fast nur aus Quarzkörnern. Mit zunehmender Größe der Komponenten nehmen auch andere Gerölle und Geschiebe an deren Zusammensetzung teil. Diese spiegeln im allgemeinen den petrographischen Aufbau des Quellgebietes des ablagernden Wasserlaufes wider. Dies gilt jedoch nur mit einer Einschränkung, denn der Schutt verschiedener Gesteine wird zwar, abgesehen von anderen Einflüssen, im Verhältnis ihrer Verbreitung aufgenommen, unterliegt aber während des Transportes verschieden stark der mechanischen Zerreißung. Gewiß spielen auch hiebei chemische Vorgänge eine Rolle, welche wohl nicht anders als Verwitterung genannt werden können. Diese Sortierung des aufgenommenen Landschuttes ist umso schärfer, je weiter er sich vom Ursprungsorte entfernt und dementsprechend wird das Material aber auch kleiner, und, da die Widerstandsfähigkeit gegen diese Zerreißung im wesentlichen vom Quarzgehalt abhängt, so ist das Endprodukt eine relative Zunahme der Quarzgesteine bzw. eine Anreicherung des von Quarz führenden Gesteinen herrührenden Quarzes, d. h. also Quarzsand, Kies und Gerölle oder Geschiebe von Quarzgesteinen. Auch in den Schottern eines und desselben Aufschlusses muß der Quarz umso häufiger werden, je geringer die Größe der Gerölle ist, die man in Betracht zieht, denn man nähert sich damit dem Endprodukte der Zerreißung. Als Beispiel können die Aufschlüsse in III β dienen.

Wenn man die auf S. 15—19 aufgezählten Gebiete überblickt, so ergeben sich als widerstandsfähigste Gesteine: für A die verkieselten Standsteine, für B die obersilurischen Kiesel-schiefer und die Gangquarze, für C neben Gangquarzen aus dem Isergebirgsgneis die Quarzitschiefer des Jeschengebirges und von den nordischen Gesteinen (E) Feuerstein und Quarzit. Alle die aufgezählten Gesteine nehmen nur einen geringen Anteil im Aufbau der betreffenden Gebiete und ihre Häufigkeit in den Schottern beweist, sofern nicht die später zu erwähnende Verwitterungsauslese mitwirkt, welche große Bedeutung der Reibungsauslese für die petrographische Zusammensetzung der Schotter zukommen. Die unter D angeführten tertiären Eruptivgesteine sind, weil stets quarzfrei, der Zerreißung überhaupt sehr ausgesetzt. Was die Form der größeren Gesteinsstücke anbelangt, so ist die Abhängigkeit von der Gesteinsbeschaffenheit nicht verkennbar. Die Kulmgrauwacken in II a z. B. haben fast immer flache „Geschiebe“form, während die Gangquarze allseitig gerundete „Gerölle“ sind. Im Nachfolgenden ist der Ausdruck „Gerölle“ nicht im Gegensatz zum Ausdruck „Geschiebe“ gebraucht, sondern bezeichnet überhaupt wassergerundete Gesteinsfragmente, nur wenn ausdrücklich auf flache, ellipsoi-

dische Gesteinsstücke hingewiesen werden soll, wird von Geschieben gesprochen.

Über den kreuzschichtigen Abiagerungen III β und IV folgt in manchen Aufschlüssen nach oben nicht unmittelbar die Ackerkrume, sondern eine Grenze ähnlich einer Diskordanz, aber anderer Art, wie die innerhalb der Kreuzschichtung vorhandenen (vgl. z. B. IVa, S. 35). Diese bildet oft eine unregelmäßige, taschenartig in die Unterlage eingreifende Linie und darüber folgt eine dichte Packung von Gerölln und Geschieben, deren Zwischenräume von sandigem Lehm erfüllt sind. Häufig liegen die Geschiebe mehr oder weniger der Neigung der Unterlage parallel, stellenweise jedoch liegen sie wirr durcheinander. Über dieser Geröllpackung, die gewöhnlich nicht sehr mächtig ist, folgt dann manchmal noch Löß oder aus diesem hervorgegangene Lehme, die im Nachfolgenden unter der Bezeichnung Löß mit verstanden werden. Die Grenze der Geröllpackung gegen den Löß kann dadurch unscharf werden, daß auch im Löß noch einige Gesteinsfragmente stecken. In der Regel ist der Löß von geringer Mächtigkeit in den Aufschlüssen über den Schottern, da das Ziel der Gewinnung, welche die Aufschlüsse schafft, die Schotter sind. Mächtigere Lößmassen sind dagegen dort zu sehen, wo nur geringmächtige, nicht mehr die ursprüngliche Kreuzschichtung zeigende, der vorerwähnten Geröllpackung ähnliche Umlagerungsprodukte oder Schutt darunter liegt. Dann erkennt man, daß Geröll- und Schuttbeimengung auf den unteren Teil des Lößprofils beschränkt ist.

Wie sind nun die letzterwähnten Partien des z. T. kombinierten Profils zu deuten? Die Diskordanz ist die Folge der Abtragung, welche die fluviatilen Ablagerungen nach Tieferlegung des Bettes in Angriff nehmen konnte. Daß die Geröllpackung ärmer an Sand ist als die frischen Teile des Profils, erklärt sich durch die Entfernung der leichten, beweglichen Bestandteile durch die Regenspülung. Da gleichzeitig die Verwitterung wieder einsetzte, wurde der Rest des Sandes mit tonigen Zersetzungsprodukten vermischt. Bei dieser Umbildung hat gewiß auch ein Abwärtstransport stattgefunden. Als Faktor dieser Umlagerung kommt einmal die Abspülung in Betracht. Bei den wirr gelagerten, eben erwähnten Geschieben könnte man auch an eine Abwärtsbewegung im ganzen, also Bodenversetzung, denken, zumal diese in anderen losen Massen des Gebietes wahrscheinlich ist. (S. 8.) Endlich drängte sich mir noch eine dritte Art und Weise auf, wie größere, schwerere Gesteinsstücke — ob aus Schottern oder sonstigem Schutt stammend ist hierbei gleichgültig — abwärts gelangen könnten. Denken wir uns die Abspülung zeitweilig allein wirksam, so werden größere Gerölle oder Schuttstücke durch diese, wegen zu geringer Energie des Regenwassers, außerhalb solcher Stellen, wo sich dasselbe ansammelnd

in größerer Menge abwärts schießt, kaum vorwärts bewegt werden. Dagegen kann dies mit dem Untergrunde, auf dem diese Geröll- oder Schuttstücke liegen, der Fall sein, wenn derselbe feine Zerfallsprodukte, z. B. Sand, liefert, also auf Sandstein. Dadurch muß der Untergrund gewissermaßen unter den größeren Stücken, mit denen die Verwitterung nicht so rasch fertig wird, schwinden und diese sinken ohne oder mit sehr geringer horizontaler Bewegungskomponente in ein tieferes Niveau. Bestärkt werde ich in dieser Auffassung noch durch Schiller (24), der ähnliches aus Patagonien beschreibt. Auch nach Beginn der Lößbildung müssen einzelne Gerölle abwärts gewandert sein und so den geröllführenden unteren Teil im Lößprofil gebildet haben.

Wenn durch diese Prozesse bald feineres Material (Sand), bald Gerölle oder Geschiebe abwärts wandern, je nachdem, was das weiter oben liegende Depot gerade liefert, so kann, wenn diese Abtragungsprodukte irgendwo zur Ruhe kommen, eine schichtungssähnliche Aufeinanderfolge des Materials verschiedener Korngröße entstehen, welche mit echter Schichtung nichts zu tun hat. Diese Pseudoschichtung, auch Gehängeschichtung genannt, die auch bei der Abtragung anderer Gesteine entstehen kann, unterscheidet sich von echter Schichtung dadurch, daß sie dem Gehängesinn folgt und keine so strenge Sonderung des Materials nach der Korngröße aufweist. Die bei ihrer Bildung entstehenden tonigen Verwitterungsprodukte sind nicht völlig fortgewaschen (vgl. S. 4), sondern geben dem Ganzen ein unfrisches, gleichsam schmutziges Aussehen. Eine deutliche derartige Pseudoschichtung war zur Zeit der Begehung an der rechten Flanke der neuen Straße Seifersdorf—Johnsdorf, unmittelbar am Beginne bei Seifersdorf aufgeschlossen. Zwischen zwei handhohen Lagen kleiner Geschiebe von Quarzitschiefer und Quarz lag eine fußhohe Lage tonigen Sandes und darüber noch ca. 1 m Löß. Die Richtung der Geschiebelagen und der Geschiebe selbst war dem Abhang parallel. Das ursprüngliche Schotterlager ist nicht mehr auffindbar, da wahrscheinlich längst abgetragen. Ähnliche Gehängeschichtung vor oder in der ersten Phase der Lößbildung ist im Gehängelöß der Umgebung von Prag sichtbar. Pietzsch (15) beschreibt ähnliches an der Basis des Gehängelehms des Elbtals S. 26 und S. 37—39. Hieher ist wohl auch eine Art Schichtung in dem Aufschluß der Kiese am W-Ende von Pankratz unten an der Straße zu stellen, wo diese schon seit vielen Jahren abgebaut wurden. Daß ein solches Umlagerungsprodukt von Schottern durch völlige Abtragung der primären Lagerstätte oder durch Überschreitung der Grenzen derselben auch auf fremden Untergrund, z. B. Kreidesandstein, gelangen kann, ist ohne weiteres klar. Hier finden die Bildungen I Ve bei Ringelshain und Seifersdorf ihre Erklärung und schließlich sind die an der Basis

des Löß überall so verbreiteten Gerölle auch von diesem Gesichtspunkte aus verständlich.

Auch anderes, hierfür geeignetes, loses Material kann, wie die Umlagerungsprodukte der Schotter, abwärts wandern. Besonders kommen die Zerfallsprodukte der tertiären Eruptivgesteine, namentlich der Phonolithe, in Betracht. Wo deren Schutt auf fremdem Untergrunde, meist Sandstein, liegt, kann er nur durch Bodenversetzung hingelangt sein; es fragt sich nur, ob eine derartige Bewegung auch heute noch stattfindet. Solche Schuttmassen sind besonders im W-Abschnitt des Gebietes sehr häufig. So geht vom Phonolithstiel des Kleisberges K 755 nach verschiedenen Seiten eine derartige Masse auf den Kreidesandstein. In dem von Meridian und Breitenkreis durch K 755 begrenzten, vom Kleisphonolith gegen SO liegenden Quadranten ließen Aufschlüsse an Straße, Bahn und entwurzelten Bäumen manche Einzelheiten erkennen. Größtenteils ist es Phonolithschutt, welcher in einen gelblichweißen, sandigen Lehm, das Verwitterungsprodukt des Phonoliths, eingebettet ist. Eine durchschnittliche Mächtigkeit des oben umgrenzten Schutfeldes von 1 m auf einer weit über 1 km² großen Fläche ist sicher nicht zu hoch gegriffen. Die Neigung gegen SO beträgt ungefähr 12 % im Durchschnitt, ist aber infolge des Stufenbaues des Geländes vielfach viel geringer. Das Ausmaß der Gesteinsfragmente nimmt vom anstehenden Phonolith gegen SO ständig ab. Auf den flacheren Teilen liegt der Schutt entschieden dicker als auf den geneigteren, und besonders an den Rändern der in das Schuttgebiet eingreifenden Mulden kommt vielfach der Sandstein zutage. Die Überlagerung des Schuttes am W-Rande des Gebietes durch Löß ist mindestens sehr wahrscheinlich. Ähnliches hat übrigens auch Göttinger (07), S. 160, Fig. 17, in Istrien beobachtet, ohne hiebei geradezu auf diluviale Schuttdecken zu schließen. Außer Phonolith findet sich im Schutt unseres Vorkommens auch hier und da eisenschüssiger oder verkieselter Kreidesandstein. Am NO-Rande der Schuttdecke, am Eingange der Straße in den Wald S Falkenberg K 496, sind dem Schutt Basaltblöcke von dieser Kote beigemengt, die heute wegen der dazwischenliegenden Mulde auf keine Weise mehr dorthin gelangen können und Blöcke des Röhrsdorfer trachytischen Gesteins erstrecken sich von dessen Verbreitungsgebiet, welches schon 400 Schritt NW der Straße aufhört, bis 200 Schritt S des Straßeneinganges in den Wald, wo sie am O-Rande des Waldes neben Basalt und Phonolithblöcken angehäuft sind. Auf dem nach S ziehenden Rücken W des Waldrandes dagegen liegen einzelne bis ½ m große Phonolithstücke auf Sandsteineluvium. Wenn also Schutt (Basaltblöcke) heute von seinem Ursprungsort durch jüngere Erosion abgetrennt ist, wenn ferner einzelne Stücke auf fremdem Untergrund liegen und Löß teilweise den Schutt überlagert, so spricht dies alles für seine

vorzeitliche Entstehung und gegenwärtige Zerstörung durch Verwitterung und Abspülung. Auf die Schuttbildung folgte die letzte Erosionsperiode und die Lößbildung, langwirkende Zerstörung hat einzelne größere Stücke auf fremden Untergründe verschont, wo sie heute nicht mehr wandern können, denn ihre Fortbewegung ist nur in größerer Masse denkbar. (Vergl. hiezu jedoch auch S. 6—7!) Allerdings ist auch die Talsohle des Bächleins, welches W vom Rabstein das Schuttfeld nach SO begrenzt, etwa 2 m hoch mit Phonolitschutt von kleinerem Ausmaß der Fragmente bedeckt. Da die letzte Talverjüngung, wie sich später zeigen wird, bis zum Jungglazial erfolgte, steht dies einer Annahme glazialer Schuttbewegung nicht entgegen und schließlich kann man geringfügige rezente Schuttbewegungen, besonders, wo etwa seitliche Erosion Böschungen an oder unter älteren Schuttfeldern schafft, zugeben, ohne die im ganzen glaziale Verfrachtung zu bestreiten. Von Schutt erfüllten Teilen des Oberlaufes der Bäche hier und an vielen anderen Orten des Gebietes wird natürlich Material auch gegenwärtig durch das fließende Wasser bachabwärts geschafft. In unserem Falle ist der Schutt der Talsohle meist durch einen schuttfreien Streifen am Hange zu den etwas höher liegenden beschriebenen großen Schuttfelde getrennt, und es entsteht dadurch noch mehr der Eindruck, daß der Bach eine früher in seine Talsohle hinabgelangte Schuttmasse gegenwärtig aufarbeitet.

Außerhalb des Bereiches geschlossener Block- und Schutthalden zeigen auch an vielen anderen Stellen des Gebietes einzelne, oft sehr ansehnliche Phonolithstücke ehemalige größere Verbreitung auf oft sehr wenig geneigtem Untergrunde an und die Annahme, daß sie etwa gegenwärtig wandern, erscheint gänzlich unwahrscheinlich. Größere Schuttmassen liegen besonders auf den flachen Resten der posteruptiven Vererbsungsfläche (S. 36), ausgehend von den überragenden Phonolithstielen. Sie tragen die Merkmale heutiger Stillegung. So erstreckt sich vom Glaserter Berg K 568 gegen S eine Schutthalde, die aber den Gefälleknick nur stellenweise erreicht. (Profil 2.) Bei den Blockmassen, welche am W-Rande des flachen Sandsteinrückens zwischen K 533 N Morgentau und dem kurzen O-W-Stück der Straße Morgentau-Neuhütte liegen, könnte man fast im Zweifel sein, ob es sich nicht um anstehende Vorkommnisse handelt; heute kann kein Schutt etwa vom Klötzerberge K 620 mehr dorthin gelangen. Hier reihen sich endlich Schuttmassen an, welche auch Gehänge aufwärts nicht mehr mit dem Anstehenden in Verbindung stehen und dadurch deutlich ihre heutige Leblosigkeit beweisen. Sie sind z. B. am S- und SO-Gehänge des Grünerberges K 584 anzutreffen. Selbst größere Schuttmassen an verhältnismäßig steilen Hängen zeigen Eigenschaften, die mit intensiver Abwärtsbewegung nicht vereinbar sind. Der lehmige

Phonolithschutt, der den steilen, teilweise 40 % geneigten Hang am SO-Eck des Dürrberges K 639 WK 545 bedeckt, würde die größten Aussichten für eine intensive Schuttbewegung bieten. Er trägt häufig kleine, 2—5 m dicke Hügel, die mit ebensolchen, ca. 1 m tiefen Gruben abwechseln. Wie die Beobachtung an jetzigen Vorfällen lehrt, sind diese Unebenheiten durch Entwurzelung von Bäumen entstanden, indem sich das mit den Wurzeln emporgehobene Erdreich in Häufchen neben seinem Ursprungsort ansammelte. Die Häufchen tragen an 100 Jahre alte Bäume. Diese Zeit hat also nicht genügt, um diese Unebenheit auszugleichen, was man bei einem intensiveren Gekrieche annehmen sollte. Nebst dem kann man hier beobachten, daß einseitige Entwicklung des Wurzelwerkes der Bäume kein Beweis für Bodenversetzung ist, denn sie ist bei Bäumen auf den dem allgemeinen Gefälle entgegengesetzten Flanken der Hügelchen auch entgegengesetzt entwickelt. Es wäre doch kaum anzunehmen, daß diese kleinen Unebenheiten eine so heftige, entgegengesetzte Bewegung hervorrufen. Ich habe hiebei lediglich einseitige Ausbildung des Wurzelwerkes im Auge, nicht aber Verbiegungen des Stammes und verschiedene Lage aufeinanderfolgender Sproßgenerationen, wie dies Kayser (21) S. 460, Fig. 348, abbildet. Außerdem macht hier, wie an vielen anderen Orten, die weitgehende Verwaldung der Schuttfelder eine rezente Bewegung derselben unwahrscheinlich. Es fehlen auch durchaus oberflächliche Anzeichen der Bewegung, wie etwa Wulstbildung.

Die Erkennbarkeit weiter Schuttverfrachtung ist an die Bedingung geknüpft, daß hangaufwärts Gesteine anstehen, welche vom Anstehenden weiter unten sicher unterscheidbar sind. Wie in der Nachbarschaft der Phonolithstöcke, ist diese Bedingung in noch ausgezeichneterer Weise am SW-Fuße des Jeschkengebirges mit dem Jeschkenbruch als Gesteinsgrenze erfüllt. Ortsfremde Schuttmassen von Jeschkengesteinen auf Kreidesandstein sind dementsprechend auch hier vielfach entwickelt und machen die Feststellung des Verlaufes der Bruchlinie stellenweise fast unmöglich. SO Schönbach z. B. reichen solche Schuttmassen, vom Spitzberg K 689 ausgehend, gegen SW bis über den Meierhof hinaus, also weit über 1 km von der vermutlichen Gesteinsgrenze, vgl. Profil 3. Am weitaus großartigsten aber ist die Schuttdecke, die zwischen Kriesdorf und Passek im Drausendorfer Walde ausgebreitet liegt. Wie später ausgeführt wird, handelt es sich um einen zum Teil wenig veränderten Rest der postbasaltischen Verebnungsfläche. Randliche Aufschlüsse zeigen, daß ihr Untergrund aus mürbem, gelblichem Sandstein besteht. Darauf liegen, in sandigem Lehm eingebettet, mehrere Meter mächtig Schutt und z. T. riesige Dimensionen erreichende Blöcke von Quarzitschiefern, Phylliten und anderen Jeschkengesteinen. Stundenlang kann man wandern, ohne ein Anzeichen zu finden,

daß der Untergrund aus Kreidesandstein besteht. Der letztere kommt nur an steilen jüngeren Erosionsböschungen, z. B. an der Straße unweit des Jägerhauses vor Passek, oder ungefähr 1 km OSO der Drausendorfer Kirche zum Vorschein. Eine durchschnittliche Mächtigkeit der Schuttdecke von 1 m auf Grund derartiger Aufschlüsse ist bestimmt nicht zu hoch gegriffen. Hierbei ist die bedeckte Fläche sicher größer als 4 km², was bei einer Dichte von nur 2.5 10 Millionen Tonnen als sicher überschrittenes Minimum des auf fremdem Untergrunde liegenden Schuttes ergibt.

Wie schon bemerkt, sprechen unsere Beobachtungen alle dafür, daß die Hauptwirkung der Bodenversetzung in die Vorzeit, wahrscheinlich die Diluvialperiode, fällt. In neuerer Zeit hat die Erforschung arktischer Gegend wesentlich zur Befestigung dieser Anschauung beigetragen. Vgl. das Sammelreferat von Salomon (17). Nach Lozinski (11) umsäumt ein Gürtel starker mechanischer Gesteinszerstörung und Schuttanhäufung als Periglaziazon das Gebiet der Diluvialvereisung. Eine weitgehende Bewegung dieses Schuttes soll nicht stattgefunden haben, Ausfüllung der Zwischenräume durch tonige Zersetzungsprodukte und hiemit Eroberung der Schutthalde durch den Pflanzenwuchs ein Werk späterer Zeit sein. Unter andern wird das Quarzitblockwerk des Jeschkengipfels hier angeführt. Schon Andersson (06) und (07), später aber besonders Högbom (14) machten uns aber gerade mit den arktischen Solifluktionerscheinungen (Vgl. Sapper (13) und Passarge (20) S. 181—191 mit mehreren Abbildungen) bekannt, bei denen ein weiter Transport stattfindet, vielfach unter Vermittlung toniger Zersetzungsprodukte. Gemäß dem oft angewendeten Grundsatz, fossile Erscheinungen nach rezenten Vergleichsobjekten zu deuten, haben wir hier ein Mittel, lehmige Schuttmassen, wie die in unserem Gebiet beschriebenen zu erklären. Im Gegensatz zu Lozinski kommt es auch in Frage, ob nicht tonige Zersetzungsprodukte nachträglich durch Regenspülung entfernt wurden. Wo heute lockerer Schutt ohne lehmige Zwischenfüllung liegt, kann früher eine solche vorhanden gewesen sein, anderseits kann ursprünglich lockerer Schutt nachträglich durch Verwitterung eine solche Zwischenfüllung erhalten haben. Die Entscheidung, ob der heutige Zustand der ursprüngliche ist oder nicht, wird gewiß oft schwer fallen.

Im ganzen gewinnt durch die Beobachtungen an Schuttmassen unseres Gebietes jedenfalls die Anschauung an Wahrscheinlichkeit, daß vorzeitige, wahrscheinlich diluviale Bodenversetzung in ihren Ergebnissen die gegenwärtige um ein Vielfaches übertrifft, im Sinne von Passarge (20) S. 192 und 194. Gewiß sind auch gegenwärtig Bodenbewegungen im Gange, wo die Verhältnisse besonders günstig sind. So verraten Kreidemergel am O-Hange des Teichberges K 343 und 337 SW Kunnersdorf schon

durch ihre eigentümlich klein terrassierte Oberfläche Rutschungen, welche die Bahnstrecke S der Station Kunnersdorf bedrohen. Unterhalb der letzteren waren solche herabgewanderte Mergelpartien aufgeschlossen und zeigten durch ihre krümmelige Beschaffenheit infolge einer bis ins Kleinste gehenden Zerklüftung, daß Anklänge an Fließbewegung vorhanden sind, worauf übrigens auf die oben erwähnte Terrassierung durch ihre Ähnlichkeit mit Fließwülsten hindeutet. Ferner ist es kaum denkbar, daß so steile Blockfelder, wie die Fußhalde des Phonolithes auf der N-Seite des Kleisberges, die gewiß auch heute noch Zufuhr von den senkrechten Wänden herab erhält, nicht bei Temperaturschwankungen und Frostwirkung des Wassers abwärts rücken sollten. In vielen Fällen ist es jedenfalls unklar, was auf Rechnung diluvialer oder rezenter Bodenversetzung kommt. Da es sich lediglich um Intensitätsunterschiede handelt, so ist die Entscheidung sehr schwierig und die restlose Lösung dieses Problems wird noch vieler Beobachtungen bedürfen. Es mußte, obwohl nicht im direkten Wege meiner Untersuchungen gelegen, hier unbedingt berührt werden, da sonst vieles über die Beschaffenheit der Schotter und über ihre heutige Lagerstätte unklar bleiben würde.

Ein Vorkommen, das hier auch seine Erklärung findet, liegt O von Hermsdorf, am linken Gehänge des Baches, der vom Forsthaus Nr. 6 herabkommt, in ungefähr 360 m Seehöhe, etwa 6 m über der Talsohle. In einem schichtungslosen, lehmigen Sande liegen, regellos verteilt, eckige, über kopfgroße Blöcke von (in abnehmender Häufigkeit) Phonolith, — z. T. eisenschüssigen oder verkieselten Kreidesandsteinen — Basalt. Hierzu kommen zahlreiche, meist wohlgerundete, höchstens faustgroße Fragmente von: Sandsteinen — Phonolith und Basalt — Quarz B 8 — Kulmgranwackenschiefer B 4 a — gequetschter Granit B 7? — Kieselschiefer B 3. Der Aufschluß ist 2 m hoch. Über die Buchstaben vgl. S. 15. Anscheinend handelt es sich um ein Produkt der Bodenversetzung, in welchem Schutt der umliegenden tertiären Eruptivgesteine mit Schottern aus II a gemischt ist. Übrigens machen die tertiären Eruptivgesteine in manchen Vorkommnissen II a durchaus den Eindruck später aufgenommenen Schuttes, z. B. II b m. In anderen sind sie durch Verwitterung verschwunden.

Das führt auf eine eigentümliche Erscheinung, die für die Beurteilung der petrographischen Zusammensetzung vieler Schotterbildungen von Bedeutung ist. Man kann sie als Verwitterungsauslese bezeichnen. Bei der Bodenversetzung, durch die Umlagerung der an der Tagesoberfläche liegenden Parteien durch natürliche Einflüsse oder durch den Pflug des Landmannes setzt natürlich die Verwitterung wieder kräftig ein und bewirkt eine neue Sichtung der größeren Gesteinsstücke. Sand und Kies, weil weit überwiegend aus Quarz bestehend, werden hievon wenig

berührt. Anschaulich wird diese Verwitterungsauslese besonders, wenn man die Zusammensetzung der Schotter in primären Aufschlüssen mit der der benachbarten Ackerkrume vergleicht. Bei III β wird hierauf mehrfach hingewiesen. Besonders der Gneis verschwindet vollständig und Quarzitschiefer tritt in den Vordergrund. Im Tuffschlot Ia ist Granit wegen des konservierenden Einflusses des Tuffes reichlich erhalten. In den Bildungen II α , wo er auch zu erwarten wäre, fehlt er fast vollständig. Daß die ähnlich zusammengesetzten Quarzporphyrite hier nicht verschwunden sind, dürfte seinen Grund in einer größeren Widerstandskraft gegen die Verwitterung bei Gesteinen feineren Kornes, im Vergleich zu solchen gröberen Kornes, bei ähnlicher chemischer und mineralischer Zusammensetzung haben. Einen besonderen Einfluß dürfte die Bedeckung mit Löß haben; sie wirkt nämlich konservierend. Vielleicht ist das reichliche Material aus dem Granitgebiet in II αf so zu erklären. Die Bildungen II $\alpha a-c$ waren wahrscheinlich nie mit Löß bedeckt, wodurch sich das Fehlen der tertiären Eruptivgesteine erklärt. Allerdings können sie in andere Bildungen II α durch die Bodenversetzung später hineingelangt sein, was z. B. bei II αb nach der heutigen Lage seit langem nicht mehr möglich war. Alle Bildungen II, III α und γ , sowie alles von III β und IV, was nicht aus primären Aufschlüssen stammt, ist vom Standpunkte dieser Verwitterungsauslese zu beurteilen und daher Vorsicht notwendig bei Schlüssen, die aus dem Fehlen von Gesteinen gezogen werden. Daß in III α gegen II α die tertiären Eruptivgesteine so viel häufiger sind, hat ebenfalls seinen Grund in der auf II α viel länger wirkenden Verwitterung.

Das Problem diluvialer Bodenflußperioden ist übrigens aufs engste mit der Frage nach der Ursache diluvialer Schotterbildung verknüpft. Bei der Bildung III β , dem Pankratzer Sander (S. 47), war das Herüberschütten von Glazialschutt in ein Talssystem diesseits der Wasserscheide, also plötzliche Verschiebung des Verhältnisses von Gerölleföhrung zu Wasserenergie zu Ungunsten der letzteren, mindestens Hauptursache der mächtigen Aufschüttung. Die Wasserläufe hingegen, welche die Schotter III α und γ bildeten, mußten direkt durch eine lebhafteste Bodenversetzung mit Schutt überladen und so zur Akkumulation gezwungen werden, obwohl sie, den heutigen Terrassenresten nach zu urteilen, noch durchaus keine starken Verebnungen geschaffen hatten. Über die Ursache des neuerlichen Einschneidens ist damit noch nichts gesagt. Die Blockmassen von Phonolith, verkieseltem Kreidesandstein oder Jeschkengesteinen, welche die Talsohlen im Oberlaufe der Bäche bedecken, sind wahrscheinlich zum Teil schon in der Diluvialzeit dorthin gelangt und beeinflußten die Aufschotterung. Ein gutes Beispiel hiefür ist der

Friedrichsbach im Walde oberhalb Morgenthau, der sich zwischen Blöcken von Phonolith und Kreidesandstein dahinschlängelt. Eine ähnliche Rolle spielt Jeschkenschutt am SW-Hange des Jeschkengebirges.

Die für uns wichtigste Folge der Bodenversetzung und Abspülung ist aber die Unsicherheit über die ursprüngliche Lage der Schotter, wenn Aufschlüsse mit primärer Kreuzschichtung fehlen, also bei allen Bildungen II, III *a* und γ . Ursprünglich sind sie wohl auf mehr oder weniger ebenen Terraintteilen gelegen. Diese Verebnungen sind durch jüngere Erosion zerstückelt und durch die Abtragungsvorgänge abgeböscht worden. Schon wenn (vgl. Teichberg K 343 in Profil 1!) eine geringe Abböschung das ganze abgetrennte Schotterfeld betroffen hat, kann nichts mehr auf primärer Lagerstätte liegen und das ursprüngliche Niveau ist dann nicht ohne weiteres feststellbar. Wohl aber lassen sich schotterbedeckte Stufen oder flache Rücken noch morphologisch mit einander verknüpfen. Die Gerölle reichen an ihnen infolge der Bodenversetzung und Abspülung überall die jungen Hänge hinab. Wenn ein junger Erosionshang rückwärts verlegt wird, kann er von einem oben befindlichen Schottervorrat durch dauernde oder periodische Bodenversetzung und Abspülung mit Geröllen und Geschieben versehen werden. Ein solches Bild bietet etwa das Vorkommen II *a* *a* und *h*. Wenn hiebei die Abtragung Stufenbau erzeugt, werden gerade solche Stufen die Gerölle sammeln und leicht Schotterterrassen vortäuschen. Hier können sie sich sogar länger erhalten als auf ihrem ursprünglichen Ablagerungsort. So dürften z. B. die Gerölle, welche zwischen der Schießstätte und K 361 OSO davon in den Feldern in etwa 361 m Höhe liegen, von Terrassen II *a* in der Nähe des Balleberges K 451 stammen, welche heute nicht mehr vorhanden sind. Vgl. auch II *a* *e* und *f*. Bei II *a* *c* scheint die Stufe in 450 m, auf der heute die Gerölle größtenteils liegen, auch nicht ihre primäre Lagerstätte zu sein. Wie erwähnt, kann die Verebnung, auf der die Schotter ursprünglich lagen, ganz verschwunden sein. Wohl aber können die Gerölle am Hange noch nahe an ihr ursprüngliches Niveau reichen, vgl. z. B. II *a* *i*. Schließlich gibt es fast keinen Punkt unterhalb eines gewissen ursprünglichen Schotterniveaus, wohin Gerölle nicht gelangen können, und nur der Überblick über ein größeres Gebiet im Zusammenhang mit morphologischen Erwägungen kann den leitenden Faden ausfindig machen. Das einfache Schema, nach dem sich dann die Vorkommnisse ordnen lassen, ersetzt also bei den Schottern bis zu einem gewissen Grade leitende Fossilien, welche leider in unserem Gebiete in den Schottern nicht gefunden wurden — in den Bildungen, welche durchwegs von bodenversetzenden Bewegungen betroffen sind, auch kaum vorkommen können. Wie haben einige Phasen bei der Abtragung der Schotter festgehalten. Wie überhaupt der Landschutt, müssen sie durch

abtragende Vorgänge schließlich neuerdings in die Erosionsfurchen gelangen. Dies ist schon in früheren Stadien geschehen, daher enthalten z. B. die Bildungen III α Material aus II α (Vgl. III α c S. 30: Quarzgerölle, Kieselschiefer.)

3. Uebersicht über die Herkunftsgebiete der Schotter.

Um eine feste Grundlage zur Beurteilung der Herkunft der zu behandelnden Schotter zu erlangen, empfiehlt es sich, einen Blick auf die geologisch-petrographische Beschaffenheit der dafür in Betracht kommenden Gebiete zu werfen. Hiebei werden also die Grenzen des eigentlichen Arbeitsgebietes überschritten. Als Literatur vgl.: Katzer (02), Lepsius (10) und (13), Kossmat (16), Cloos (22). Übersichtskarten: Lepsius (97), Credner (08), Gürich (90) nebst Erläuterungen. Spezialkarten für den böhmischen Anteil: Jockely (58) und Frič-Laube (95) nebst Erläuterungen, für den sächsischen Anteil: die Blätter der geologischen Spezialkarte im Maßstab 1 : 25.000 nebst Erläuterungen. Um die Gesteine aus eigener Anschauung kennen zu lernen, wurden in die im Nachfolgenden aufgezählten Gebiete, über die Grenzen des eigentlichen Arbeitsgebietes, zahlreiche Exkursionen unternommen und hiebei eine Gesteinssammlung zusammengebracht, welche für den Vergleich mit den Geröllen und Geschieben im Institut verwendet wurde.

Als wichtigste geologische Linie des dergestalt erweiterten Gebietes kommt die Lausitzer Überschiebung in Betracht, deren Fortsetzung nach SO auch Jeschkenbruch genannt wird. Sie scheidet, bei im allgemeinen NW—SO, gegen NO flach bogenförmigem Verlaufe, die Sedimente der oberen Kreide im SW von älteren Bildungen im NO, und zwar von Spittelgrund gegen NW vom Gebiete des Lausitzer Granites, vom angegebenen Orte gegen SO von den paläozoischen Gesteinen des Jeschengebirges, die, mit einem schmalen, nach SW breiter werdenden Streifen beginnend, im SO durch ihre orographische Höhenlage die Schotterzufuhr in unser Gebiet begrenzen und begrenzen, während das niedrige NW-Ende das Herübergelangen von Landschutt aus dem Gebiet der Isergebirgsgneise, die stellenweise hier auch auf den Kamm heraufreichen, nicht immer verhindern konnte. Wir erhalten so drei (A—C) geographisch-geologische Einheiten, zu denen als vierte (D), mehr geologisch gefaßte, die über alle Gebiete verbreiteten tertiären Eruptivgesteine und als fünfte (E) die Gesteine nordischer Herkunft kommen, welche in der Glazialzeit zu uns gelangten.

A. Ablagerungen der oberen Kreide bilden nicht nur den größten Teil des Gebietes, dessen Schotterbildungen behandelt werden sollen, sondern auch auf weite Erstreckung seine Nachbarschaft in NW, W, S und SO-Richtung. Während die gewöhn-

lichen Sandsteine, Mergel, Tone, Pläner u. s. w. wegen leichter Zerstörbarkeit in den Schottern wenig Bedeutung haben, sind die festeren Eisensandsteine und verkieselten Sandsteine sehr verbreitet. Besonders die letzteren bilden ein ausgezeichnetes Beispiel für Reibungs- und Verwitterungsauslese (S. 5, 12). Die Kreidekonglomerate, welche besonders bei Johnsorf in Sachsen und Oybin verbreitet sind, bestehen weitaus überwiegend aus Quarzgeröllen, selten sind Eisensandsteine und Brauneisen, sowie Kieselschiefer. (Vgl. Siegert (97) S. 9.) In einem schmalen Streifen entlang der Bruchlinie setzen sich solche Konglomerate von Oybin über den Passer Kamm bis zum Schwammberg K 659 O Pankratz fort. Ein Teil der Quarzgerölle aller Schotterbildungen, besonders aber von III β , stammt gewiß von diesen Konglomeraten, die übrigen Bestandteile können wegen ihrer Seltenheit vernachlässigt werden. Da diese Gerölle Faustgröße nur selten überschreiten, nimmt die Wahrscheinlichkeit der Abstammung eines Gerölles aus diesen Konglomeraten mit der Größe ab.

B. N der Überschiebung liegt das Gebiet des Lausitzer Granites. Vgl. Pietzsch (09), Beger (14).

1. Die verschiedenartigen Granittypen spielen wegen der leichten Verwitterbarkeit des Granits in den Schottern keine Rolle. Was gefunden wurde, gehört meist dem verbreiteten mittelkörnigen Granit an. Im Untergrunde der Kreide dürfte der Granit nicht sehr weit nach S reichen. Vgl. Cloos (23) S. 30 bis 34 und die nach Scheumann (13) S. 654 und 674 aus dem Untergrunde der Kreide heraufgebrachten Gesteine.

2. Von der Ganggefolgschaft des Granites sind nur die Aplite und Pegmatite widerstandsfähig, die basischen Gesteine haben keine Bedeutung.

3. Wichtig ist vor allem die z. T. kontaktmetamorphe Decke. Das tektonisch sehr verwickelte Silur ist gegenwärtig nur bei Weißig NO von Königswartha (Eichberg), im Dubraugebirge und Caminaberge und in einem zusammenhängenden, sudetisch streichenden Streifen von Horscha und Nießky gegen Hennersdorf NO von Görlitz vorhanden. Über das Granitgebiet hinaus setzt es sich über die Laubaner Insel (Graptolithenschiefer) in das Boberkatzbachgebirge fort. Im Weißig-Görlitzer Gebiet kommen neben leicht zerstörbaren Schiefen und Kalken (z. T. Devon? vgl. Pietzsch (09) S. 75, nach Richter (23) kambrisch!) untersilurische Quarzite und besonders obersilurische Kieselschiefer und Hornsteine in Betracht. Diese sedimentären Kieselschiefer haben glatten, muscheligen Bruch im Gegensatz zu ähnlichen, aber rauh brechenden, sekundär verkieselten Gesteinen des Jeschkengebirges. Mehr als bei anderen Bildungen ist bei diesen alten Gesteinen zu bedenken, daß die heutige oberflächliche Verbreitung durch Abtrag und Verhüllung mit jüngeren Bildungen gegen ihre ehemalige Ausbreitung stark verringert ist.

4. Der größte Teil der Schieferhülle des Granites wird von kulmischen Gesteinen gebildet. Größere zusammenhängende Areale sind die von Königsbrück-Elstra und von Görlitz-Weißenberg. Es sind Grauwacken und Grauwackenschiefer, am letzteren Orte auch Grauwackenkonglomerate und Kalke. Schiefer und Kalke sind unwichtig, die Grauwacken und Grauwackenkonglomerate sind durch ihre polymickte Beschaffenheit, besonders durch den Gehalt an Kieselschieferbrocken, gut kenntlich. α : Die Widerstandsfähigkeit wird dort noch erhöht, wo sie der Kontaktmetamorphose am Granit ausgesetzt waren. Es entstehen u. a. Quarzglimmerhornfelse, hornfelsartige und krystalline Grauwacken. Ähnliche Gesteine bilden auch Schollen im Granit und hier ist besonders die Grauwackenpartie bei Georgenthal, hart an der Überschiebung, also in unmittelbarer Nachbarschaft des Arbeitsgebietes zu erwähnen.

5. Rotliegendensedimente finden sich im Gebiete des Lausitzer Granites (Beger (14) S. 70, 71) sehr spärlich und z. T. so entlegen, daß sie als Ursprungsort für in unsern Schottern gelegentlich auftretende Gerölle kaum in Betracht kommen. Man muß eher an heute abgetragene oder verhüllte Partien denken. Auf ehemalige größere Ausdehnung oder Verhüllung schließen auch Pietzsch (09) S. 114, Beger (14) S. 71.

6. Die Eruptivgesteine des Rotliegenden dagegen, hauptsächlich Gänge, sind ganz allgemein verbreitet, und zwar: Quarzporphyrite, Quarzporphyre, ferner Porphyrite und Porphyre, auch Eruptivbrekzien. Decken und Tuffe sind selten.

7. Wichtig auch sind die in geologisch jüngerer Zeit entstandenen Quetschzonen, die alle paläozoischen Gesteine durchsetzen. Dadurch, daß die mechanische Zerrüttung die Schuttbildung erleichtert und teilweise durch nachträgliche Ver kieselung, also größere Widerstandsfähigkeit, ist das Auftreten derartig veränderter Gesteine in den Schottern begünstigt. Hier zeigt sich besonders die Schwierigkeit, auf einigen Exkursionen geeignetes Vergleichungsmaterial zu sammeln, denn diese unter den Geröllen relativ häufigen Quetschprodukte treten im Anstehenden in ihrer Verbreitung gegen intakte Gesteine stark zurück. Die Quetschprodukte des Granites kommen vor allem in Betracht. Aber auch gequetschte und verkieselte Kulmkonglomeraten machten bei der Bestimmung Schwierigkeiten.

8. Quarzgänge stehen bisweisen in Beziehungen zu den Quetschzonen. Sie liefern wohl das Widerstandsfähigste gegenüber den zerstörenden Kräften. Ein großer Teil der Quarzgerölle des Arbeitsgebietes stammt direkt oder indirekt aus diese Quelle. Aber eben wegen der großen Widerstandsfähigkeit und der allgemeinen Verbreitung solchen Quarzes im Anstehenden geben sie in den Schottern keine sicheren Anhaltspunkte über die Herkunft.

C. Das Jeschkengebirge im weitesten Sinne (Vgl. Gränzer (05)) besteht:

1. im N von Spittelgrund bis zum Langenberg K 707 neben Isergebirgsgneis am NO-Hange, stellenweise bis zum Kamm, aus regionalmetamorph wenig umgewandelten Gesteinen, nämlich grünliche, etwas serizitische Tonschiefer, braungrüne, vielleicht diabasisches Material enthaltende Schiefer und endlich Diabase (ohne Gewähr, daß diese Bezeichnung einer kritischen petrographische Prüfung standhält). Eine schlackige Fazies dieses Eruptivgesteins ist besonders charakteristisch. Im Abschnitt von Straße Pankratz-Freudenhöhe gegen SO treten noch quarzreichere, grüne, durch ihr polymiktes Gefüge typische Grauwackengesteine — Schiefer bis Konglomerate — auf. Die Konglomerate enthalten neben Quarz Feldspatbrocken, Glimmerschüppchen, Tonschieferstückchen in inniger, wohl durch Streß beeinflusster Verbindung, aber zum Unterschiede von den Kulmkonglomeraten der Lausitz wurden Kieselschieferstückchen nicht beobachtet. Sie sind vielfach von Quarz durchtrümmert. Diese wahrscheinlich altpaläozoischen Grauwackenkonglomerate setzen den Streifen von Kreidekonglomeraten (S. 16) gleichsam gegen SO fort, auf eine ältere Böschung hinweisend. Für uns von geringer Bedeutung sind Kalksteine, in welchen Frič (69) und Kettner (19) S. 6, 7. silurische Versteinerungen gefunden haben.

2. Die erwähnten Gneise sind durch ihre petrographische Beschaffenheit gut charakterisiert und spielen besonders in Aufschlüssen der Bildungen III β , weil dort durch Verwitterung nicht zerstört, eine wichtige Rolle.

3. Der südliche Teil des Jeschkengebirges, etwa vom Langenberg K 707 gegen SO, ist in seinem Verhältnis zum NW Teile, in welchem Silur erwiesen ist, noch nicht sicher geklärt. Die Gesteine unterscheiden sich im allgemeinen durch einen höheren Grad der Metamorphose. Das vorherrschende Gestein ist Phyllit, durch Übergänge mit Quarzitschiefer und Quarzfels verbunden. Die letzteren, obwohl anstehend stark zurücktretend, sind in den Schottern wegen ihrer Widerstandsfähigkeit von besonderer Bedeutung. Außerdem gibt es Kalk, basische Eruptivgesteine etc., für uns von untergeordneter Bedeutung. Wichtig ist noch ein Kieselschiefer, der, obwohl nur an einigen Orten auftretend, in den Schottern häufig genug anzutreffen ist. Er stellt einen sekundär verkieselten Tonschiefer von, zum Unterschiede von den zoogenen Kieselschiefern der Lausitz, rauhem Bruche vor.

D. Die tertiären Eruptivgesteine sind beiderseits der Lausitz-Jeschken-Überschiebung verbreitet. Abgesehen vom Jeschkenrücken bilden sie überall, weil der Abtragung am besten widerstehend, die orographischen Höhepunkte. Aber trotz ihrer allge-

meinen Verbreitung liegen nur in der NO-Fortsetzung des eigentlichen böhmischen Mittelgebirges Körper von größerer Zahl und Ausdehnung, nämlich die Scharung von Phonolithdurchbrüchen N von Zwickau (Scheumann (13) S. 616) und die Oberflächengänge zwischen Zittau und Rumburg. Die geologische Gestaltung dieser Eruptivgesteine ist von Bedeutung für die Beurteilung der Morphologie des Gebietes und wird noch später betrachtet werden. In den Schottern sind sie, obzwar ein meist häufiger Anteil, eben wegen ihrer allgemeinen Verbreitung für die Beurteilung der Herkunft von geringer Bedeutung. Sie sind durch Verwitterung und Zerreibung leicht zerstörbar. Besonders leicht verwittert der Phonolith infolge seiner ins kleinste gehenden plattigen Absonderung. Daher ist er z. B. in II *a* a—c nicht zu finden, obwohl er hier nach Alter und Lage ursprünglich gewiß vorhanden war.

E. Nordisches Material, nur in III *β* und IV, ist wohl deshalb so spärlich vorhanden, weil es durch reichliche Aufnahme von Lokalschutt in Eis und Wasserläufe stark zurückgedrängt wurde. Allgemeiner verbreitet und leicht erkennbar ist nur der Feuerstein. Ganz selten sind nordische Quarzite, Hälleflinten und vielleicht Rhombenporphyr festgestellt.

Vernachlässigt wurden in dieser Übersicht einmal Bildungen, deren Entstehung bereits zeitlich den Schotterbildungen des Aufnahmsgebietes nahesteht, wie der Geschiebemergel und das Fluvioglazial des Lausitzer Granitgebietes. Die Tertiärablagerungen ebendort führen überdies nur untergeordnet gröber klastisches Material.

Es kann keinem Zweifel unterliegen, daß die Geschichte eines Gerölles oder Geschiebes sehr kompliziert werden kann. Besonders unverwüstliche, geologisch ältere Gesteine können wiederholt in Sedimente eingebettet und dann, wieder frei geworden, weiter transportiert worden sein. Wegen geringer Wahrscheinlichkeit aber können solche Möglichkeiten nur bei Einzelfunden störend wirken, welche dann eben die entsprechende Vorsicht erfordern. Es wäre wohl ein müßiges Unterfangen, sich in der Diskussion solcher Möglichkeiten zu erschöpfen.

4. Einzelbeschreibung und Einteilung der untersuchten Schotterbildungen.

Im Nachfolgenden gebe ich eine petrographische Beschreibung der aufgefundenen Schotterbildungen. Geordnet sind die Vorkommnisse nach morphologischen Gesichtspunkten, welche erst im Kapitel 5 eine ausführliche Begründung erfahren können. Die an der Spitze der einzelnen Gruppen stehenden Zusammenfassungen bilden gleichzeitig eine Inhaltsangabe des ganzen Kapitels. Die Einzelaufzählungen der Gesteinsarten werden

immer mehr oder weniger lückenhaft bleiben, weil Funde häufig vom Zufall abhängen. Bei der Gesteinsuntersuchung kam natürlich in den meisten Fällen nur die makroskopische Untersuchung oder die Lupe in Betracht. Dünnschliffe konnten wegen ihrer Kostspieligkeit nur ganz ausnahmsweise (ca. 20 Stück) hergestellt werden. Hauptsächlich beziehen sie sich auf Einschlüsse in den Schlottuffen. In zweifelhaften Fällen bot die Untersuchung des in Flüssigkeiten von verschiedener Lichtbrechung eingebetteten Gesteinspulvers unter dem Polarisationsmikroskop häufig genügend Anhaltspunkte, um eine Entscheidung zu treffen. Meist genügte schon die Verwendung einer Flüssigkeit vom Brechungsindex des Quarzes (z. B. Orthonitrotoluol), da dieses Mineral fast in allen Geröllen überwiegt. Verwendete Abkürzungen: H = nach absteigender Häufigkeit geordnet. M = unter dem Mikroskop, im Dünnschliff untersucht. Große lateinische Buchstaben mit Indizes hinter den Gesteinsnamen deuten auf die entsprechenden, den anstehenden Gesteinen gewidmeten Abschnitte im Kapitel 3 über die Herkunftsgebiete S. 15—19 als Ursprungsort der betreffenden Gerölle und Gesschiebe. + vor einem Vorkommnis bedeutet, daß es schon in meiner Arbeit 1914 erwähnt wurde und der Vollständigkeit halber, z. T. auch mit ergänzter oder verbesserter Gesteinszusammensetzung nochmals angeführt wurde. \pm = mehr oder weniger. Im übrigen stütze ich mich bei allen Angaben lediglich auf eigene Beobachtungen und glaube daher älteren Untersuchungen durch zusammenfassende Darstellung in einem besonderen Abschnitte genügend Rechnung zu tragen, zumal es kaum möglich wäre, dieselben so einzuflechten, daß die Übersichtlichkeit und Einheitlichkeit der Darstellung nicht geschädigt wird.

I. Die Schotter der Eruptionszeit.

Verschiedene während der tertiären Eruptionen gebildeten Förderschloten wurden durch das empordringende Magma gar nicht oder nicht vollständig ausgeräumt. Sie enthalten daher ausschließlich oder teilweise noch Tuffe, welche aus Zerstäubungsprodukten des Magmas mit beigemengten Nebengesteinstrümmern bestehen und können als Tuffschlote, bzw. gemischte Schlote bezeichnet werden. Übrigens sind auch viele, größtenteils mit kompaktem Gestein gefüllte Schlote noch von einem Tuffmantel umgeben. Vgl. Scheumann (13) S. 644—658 und Vortisch (13). Die Nebengesteinstrümmern, die in den Tuffen, seltener im kompakten Eruptivgestein vorkommen, können nun ohne bedeutendere vertikale Bewegung dem unmittelbaren Nebengestein entstammen; so z. B. die Sandsteinstrümmern im Tuff auf der S-Seite des Stolleberges K 432 SW Zwickau. Ferner können diese Nebengesteinstrümmern von tieferen Horizonten

der Kreide oder gar von deren Liegenden herrühren. Die zahlreichen, zum Teil durch den Kontakt gehärteten und geröteten Tonbrocken im Tuff der ebenerwähnten Örtlichkeit wären auf einen, den benachbarten Sandstein unterteufenden, in orographisch tieferen Teilen der Landschaft zu Tage tretenden Mergelhorizont zurückzuführen, auf das die Kreidesedimente unterlagernde Gebirge endlich die eckigen Einschlüsse von Phyllit, Glimmerschiefer usw. im Schlottuffe bei der Froschmühle in Bokwen. Vgl. Scheumann (13) S. 674. In solchen Tuffen finden sich nun auch ausgezeichnet gerundete Gerölle und Geschiebe, die gewiß zum größten Teil nicht etwa aus Konglomeraten der Kreide stammen, denn dann müßte auch etwas von unzertrümmerten Konglomeraten vorhanden sein, zumal die bekannten Kreidekonglomerate der Umgebung stets wohl verfestigt sind. Ueberdies paßt die Zusammensetzung der Gerölle und Geschiebe nicht für Kreidekonglomerate. Wohl aber könnte man annehmen, daß in der Tiefe wenig verfestigte Konglomerate des Rotliegenden vorhanden sind, welche durch die erumpierenden Kräfte vollständig in ihre Bestandteile aufgelöst worden sind. In nicht allzugroßer Entfernung kommen an der Lausitzer Überschiebung derartige Sedimente vor. Vgl. Herrmann und Beck (97), Erläuterungen S. 34. Allgemeine Erwägungen lassen die regional-geologische Möglichkeit solcher Rotliegendevorkommen unter der Kreide sehr wohl bestehen. Aber dies alles hilft nicht über das Vorkommen von Kreidesteinen unter den Geröllen selbst hinweg. Man müßte dann für die letzteren eine gesonderte Herkunft annehmen, was aber wieder zu einer unwahrscheinlichen Verwickeltheit in der Auffassung der ganzen Erscheinung führen würde. Diese Kreidegerölle sind übrigens auch das Haupthindernis für die Herleitung aus Kreidekonglomeraten. All dem Gesagten zufolge kann man also mit größter Wahrscheinlichkeit annehmen, daß die in Rede stehenden Gerölle und Geschiebe von oben her in ihre heutige Lage gelangt sind. Daß die Quarzstückchen, die bis herab zu Sandkorngröße oft die Tuffe durchsetzen, mindestens zum Teil aus Kreidesedimenten stammen, soll nicht in Abrede gestellt werden. Die Frischheit mancher Gerölle (Vortisch (14) S. 57) läßt sogar vermuten, daß Schlote direkt auf dem Grunde von Wasserläufen aufrissen, so daß das Material bis zur Einhüllung in den Tuff der Abrollung ausgesetzt war. Der Durchbruch der Sedimenttafel ist eben nicht einfach vertikal erfolgt. War einmal die Nähe der Erdoberfläche erreicht, boten die dünnsten Stellen, das sind eben gerade die Erosionsfurchen, den leichtesten Ausweg. Andererseits bilden sich Täler am leichtesten im zerrütteten Gestein tektonischer Linien, an die auch Eruptionen geknüpft sein können. Trotzdem besteht die Möglichkeit, daß auch schon bei den Eruptionen fossile Schotterlager durchschlagen wurden. Diese Verschiedenalterig-

keit der Schotter zur Zeit einer Eruptionsphase verbindet sich noch mit der Möglichkeit, daß schotterführende Schlottuffe in verschiedenen Eruptionsphasen gebildet wurden (Vgl. Hibsch (oo) S. 493), so daß paläogeographische Schlüsse aus der Beschaffenheit der Schotter nur sehr allgemeiner Art sein können; es fehlt uns eben hier die Morphologie als das wichtigste Kriterium, das in den fossilfreien Schotterbildungen die paläontologische Zeitrechnung bis zu einem gewissen Grade ersetzt.

Die petrographische Zusammensetzung ähnelt II a. Auffallend ist das Fehlen der tertiären Eruptivgesteine. Dort, wo die Schotter reichlich vorhanden sind, ist hieraus zu schließen, daß der Tuffschlot bei Beginn der Eruptionstätigkeit gebildet wurde (Ia und c.). Der Schlottuff des Falkenberges K 496 bei Röhrsdorf (Id) muß aber, da er eckige Brocken von Phonolith und eines trachytischen Gesteins enthält, der Bildung dieser sauersten Gesteine des Gebietes nachgefolgt sein. Rätselhaft bleibt allerdings, warum hier nicht auch Gerölle dieser Gesteine vorhanden sind. Vielleicht sind die Verhältnisse noch dadurch verwickelter, daß eben keine Gelegenheit zur Aufnahme solchen Materials in Flußläufe zur Zeit der Eruptionen war. Dann wird aber der Schluß auf das Fehlen dieser Gesteine zur Zeit der Bildung von Ia und c ebenfalls zweifelhaft. Im übrigen zeigt das reichliche Vorhandensein der Gesteine aus dem Granitgebiet eine offene Verbindung des W-Abschnittes unseres Gebietes, wo derartige Schlottuffe allein vorhanden sind, mit dem Gebiet nördlich der Überschiebung. Im mittleren und O-Abschnitte könnte man, da dort solche Bildungen fehlen, nur aus Analogie jüngerer Schotter auf offene Verbindungen gegen NO und O schließen.

Morphologische Anhaltspunkte geben diese Schotter, wie schon erwähnt, keine. Wie aus späteren Ausführungen hervorgeht (S. 37), liegen sie heute weit unter der Landoberfläche zur Zeit der Eruptionen und verdanken gerade diesem Umstande, daß sie der völligen Abtragung entgangen sind.

Folgende Vorkommnisse sind hierher zu rechnen

+ a. Tuffschlot im Eisenbahneinschnitt jenseits der Straße bei der Station Kunnersdorf. Genauerer siehe Vortisch (14) S. 56. Der geröllführende Tuff ist im NO-Teile des Einschnittes zu beiden Seiten aufgeschlossen, jedoch sind die Verhältnisse wegen Verwitterung und Verbauung nicht mehr so deutlich wie 1913. Die mehr oder weniger vollständig gerundeten Gesteinsfragmente sind von einer Kalzitrinde umgeben und sehen sehr frisch aus. Überwiegend quarzitisches Sandsteine, darunter häufig eine grünlichgraue, feinkörnige Abart. In dieser letzteren u. d. M. reichlicher, in schuppige Aggregate umgewandelter Feldspat. Die Quarze sind zu unmittelbarem Zusammenschluß ausgeheilt, auch frischer, an-

scheinend neugebildeter saurer Plagioklas ist vorhanden, die geschichtete Textur wohl ausgeprägt. Ähnliche Gesteine wurden auch auf Terrasse II a beobachtet. Es handelt sich am ehesten um ein Kulmgestein B 4, obwohl die Kenntnis der verkieselten Kreidesandsteine nicht ausreicht, um sicher zu sein, daß dieses Gestein nicht aus der Kreide stammt. Mit dem Typus verkieselter Kreidesandsteine, wie er am Mühlstein bei Zwickau vorkommt, hat das Gestein jedenfalls keine Ähnlichkeit. Unter den quarzistischen Sandsteinen der Gerölle dieses Schlotes kommen aber auch Kreidegesteine vor. — Ferner, H: Grauwacken, u. d. M. Anzeichen der Kontaktmetamorphose, schieferig bis konglomeratisch, B 4 a — Quarze — (Quarz-) Porphyrite B 6, über kopfgroße Gerölle! — Lausitzer Granitit, gewöhnliche, sowie feinkörnige, aplitische, plagioklasreiche und pegmatitische Arten, ebenfalls große Gerölle! — z. T. verkieselte Quetschprodukte des Granits B 7 — Kieselschiefer B 3 — diabasähnliches Eruptivgestein, stark verwittert M, B 2.

b. Tuffschlot am N-Ende von Kunnersdorf, am Fuße des rechten Talgehänges, auf der rechten Seite des Ausganges des Seitentälchens, welches zur Kapelle K 372? führt. Bezeichnend ist die Beschaffenheit des Ackerbodens. Kleine Aufschlüsse am Wegrand. U. a.: Grauwackenschiefer B 4, aus dem Tuff stammend, in der Ackerkrume.

c. Tuffschlot an der Teichlehne, N der s. g. Teichmühle. Der Abhang tritt hier vom Bache weit gegen NO zurück. Der Grund dieser Nische wird von einem aufgelassenen Teiche eingenommen. Der Tuffboden, welcher den Hang bis über den schönen Promenadenweg hinaus einnimmt, unterscheidet sich durch seine dunkle Farbe von dem umgebenden, lichten Sandsteineluvium. Beigemengt sind große Brocken gefritteten Tones mit Kreideversteinerungen (bisher bestimmt: *Crania barbata* v. Hagenow, *Inoceramus* sp.) und eckige Stücke eines tephritischen und eines schlackig-basaltischen Gesteins. Gerölle finden sich allenthalben im Tuffboden des sehr steilen Hanges, in besonders großer Zahl, wenn auch von geringer Größe, am Promenadenweg. Der Schlot muß demnach ganz beträchtliche Schottermengen verschluckt haben. Zusammensetzung vorwiegend: verkieselte Kreidesandsteine — Quarze B 8. Stark zurücktretend: Kieselschiefer B 3 — kieselschieferführende Konglomerate B 4 — Quarzporphyrit B 6 — dunkelrote, feste, feinsandige Tone B 5 vgl. S. 17 — Grauwackenschiefer B 4 — Druckprodukte des Granits B 7.

d. Gemischter Schlot vom Falkenberg bei Röhrsdorf, K 496. Nur der Gipfel wird von kompaktem Gestein gebildet. Der größte Teil des Schlotes, besonders am NO-Hange, dürfte von Tuff erfüllt sein. In neuerer Zeit ist derselbe bei Erweiterung des Bahnhofes prachtvoll aufgeschlossen wor-

den. Der zum Teil sehr feste, typische Brockentuff nahe dem N-Ende der Station enthält neben Augitkrystallen zahlreiche, vielleicht von durchschlagenen Kreidesedimenten rührende Quarzstückchen. Reicher an verschiedenartigen Einschlüssen ist der Aschentuff an dem kleinen Wege oberhalb des südlichen Teiles der Station. Auch er ist mit Sandkörnern und Augitkryställchen gespickt. Außerdem enthält er konzentrischschalige vulkanische Bomben. Aus der durchschlagenen Kreide stammen auch zum Teil etwas gehärtete Bruchstücke von Sandstein und Tonbrocken, die teilweise durch Kontaktwirkung eine ziegelrote Färbung angenommen haben. Ob die eckigen Einschlüsse des dem Röhrsdorfer ähnlichen trachytischen Gesteins (Vgl. Vortisch (13) S. 145.) und von Phonolith von oben als Schutt in den Schlot geraten sind, oder aber von durchschlagenen derartigen Gesteinen herrühren, läßt sich nicht entscheiden. Jedenfalls beweisen sie, daß dieser Ausbruch der Bildung der erwähnten sauersten Eruptivgesteine des Gebietes nachfolgte. Die hier ebenfalls reichlich vorhandenen Gerölle sind auf den Feldern über die Station in die Ackerkrume gelangt und könnten leicht den Eindruck eines hochliegenden Schotterlagers hervorrufen. Ein Quarzporphyritgerölle, das ich hier vor vielen Jahren fand, blieb solange rätselhaft, als die neuen Aufschlüsse an der Station nicht Aufklärung brachten. Die Gerölle sind verhältnismäßig einförmig zusammengesetzt. Vorwiegend: \pm verkieselte Sandsteine A — Quarze B 8. Seltener: Quarzporphyrit B 6.

+ e. Gemischter Schlot ca. 500 Schritt W K 789, Finkenkoppe. Vgl. Vortisch (14) S. 4. Durch einen Wegbau ist die Tuffhülle eines Basaltstiels aufgeschlossen. Zusammensetzung der im Tuff enthaltenen Gerölle: Vorwiegend: \pm verkieselte Kreidesandsteine, z. T. grobkörnig und Eisensandsteine A — Quarze z. T. sehr klein. Seltener: (Quarz-)Porphyrit z. T. brekziös und Quarzporphyr M — Arkosen und rote Schiefertone B 5.

f. Tuffschlot Ölberg bei Kunewalde, 400 Schritt WNW K 423. Der mit Quarzstückchen durchspickte Tuff enthält leider nur Sandsteingerölle.

g. Siegert (97) S. 33 erwähnt Einschlüsse von Gesteinen der Kreide und des Liegenden derselben in verschiedenen Basalten in der Nähe der Lausitzer Überschiebung, die vielleicht wenigstens teilweise hierher gehören könnten. Vgl. diese Arbeit S. 195.

II. Die posteruptiven, präglazialen Schotter.

Diese Schotter werden petrographisch durch das Vorhandensein der vollen Reihe der tertiären Eruptivgesteine, reichliches Auftreten von Gesteinen, die N bzw. NO und O der Lausitzer-Jeschkenüberschiebung anstehen, und Fehlen des nordischen Materials gekennzeichnet. Hieraus ergibt sich ihr posteruptives und,

wenigstens für unser Gebiet, präglaziales Alter und eine offene Verbindung in der angedeuteten Richtung über die Grenzen der Kreidesedimente hinaus. Es handelt sich durchaus um eine geringmächtige Bestreuung, die keinerlei primäre innere Struktur mehr erkennen läßt.

Morphologisch sind sie an ebene oder sanft geböschte Geländeteile geknüpft, die unmittelbar in die später (S. 36) erwähnte posteruptive Verebnungsfläche übergehen können; oder sie sind durch die Umlagerung in tieferes Niveau gelangt. Dann gibt zuweilen das Maximum an Höhe, welches sie erreichen, oder nur ihre petrographische Zusammensetzung Anhaltspunkte über ihre Zugehörigkeit.

a. Westlicher Abschnitt.

Petrographisch gekennzeichnet durch reichliches Auftreten der tertiären Eruptivgesteine, besonders des Phonoliths, die allerdings unter gewissen Umständen durch Verwitterung wieder verschwunden sein können und durch Fehlen von Material aus dem Jeschkengebirge im w. S. Der erstere Umstand ist eine Folge reichlichen Auftretens tertiärer Eruptivgesteinsdurchbrüche in der unmittelbaren Nachbarschaft, zum Unterschied von deren Spärlichkeit im mittleren und östlichen Abschnitt. Jeschkenmaterial gelangte nicht hieher, weil schon zur Zeit der Bildung dieser Schotter die Gewässer einen von N nach S gerichteten Lauf hatten.

Morphologisch bewirken die zahlreichen tertiären Eruptivgesteinskörper, besonders die Phonolithe eine größere Widerstandsfähigkeit gegen die Abtragung und dadurch überhaupt den Umstand, daß der größte Teil der Bildungen II in diesen Abschnitt fällt.

Hierher gehören folgende Vorkommnisse:

+ a. Kuppe NW des Wächterhauses, im Knie der Neuhütter Straße N Röhrsdorf und beim Kreuz SW davon, den Hang hinab. Vorwiegend: Eckige Phonolithstücke, wahrscheinlich später als Schutt aufgenommen — \pm verkieselte Kreidesandsteine, wohlgerundet. Untergeordnet: Basalt — Quarze — Kieselschiefer B 3 — relativ viel quarzitisches, auch krystalline und grüne, schieferige Grauwacke B 4 — Quarzporphyrite und deren Brekzien B 6. Höhe bis 485 m.

+ b. Hochfläche N Dampfbad in Martinstal bei Zwickau und die Rasten N davon, bis über die Straße zum Mühlstein hinaus. Zusammensetzung vorwiegend: Kreidesandsteine z. T. verkieselt und Eisensandsteine A — Quarze. Stark zurücktretend: Kieselschiefer und Hornsteine B 3 — Quarzporphyrite und deren Brekzien B 6 — Kulmkonglomerate, gequetscht und verkieselt B 4 — Grauwackenschiefer und Grauwacken, z. T. kontaktmetamorph B 4 a. Höhe bis 480 m.

+ c. S-Hang des Glaserter Berges, ca. 700 Schritt W Kreuz K 403, an der Straße Zwickau—Glaser. Größtenteils liegen die Gerölle auf einer ca. 450 m hohen Stufe und von hier den Hang hinab bis an die Straße. Aber ein paar Gerölle, die an dem Fahrweg zum Mühlstein in 485 m liegen, zeigen ihren wahren Ursprung. Vorwiegend \pm verkieselte oder eisenschussige Sandsteine — Quarze — etwas Phonolitschutt. Seltener: gequetschtes und verkieseltes Kulmkonglomerat, z. T. feinkörnig B 4 — Druckprodukte des Granits B 7 — Quarzporphyrat B 6 — ein eigentümlicher grauer, rauher Quarzporphyr mit großen Feldspateinsprenglingen unbekannter Herkunft (in der Lausitz ist nichts derartiges bekannt!) — quarzitisches Grauwacken, kristalline Grauwacken und grüne Grauwackenschiefer B 4 und B 4a — gequetschter Granit M. Höhe nach dem oben Gesagten bis 485 m.

a—c führen tertiäre Eruptivgesteine nicht als typische Gerölle. Über die Ursache vgl. S. 13.

d. Hochfläche S vom Röhrsdorfer Bahnhof, welche von einer Serpentine der Bahn Röhrsdorf—Deutsch-Gabel überquert wird und vom Bahneinschnitt aus der flache Rücken gegen S über den sogen. Rabstein hinaus, H: eckiger Phonolith und Basaltschutt, vielleicht später aufgenommen — \pm verkieselte Kreidesandsteine — Quarze. Selten: Kieselschiefer und Hornsteine B 3 — Grauwacken B 4 — Kulmkonglomerat B 4. Höhe 440 beim Bahnhof bis ungefähr 410 Rabstein.

+ e. Kleine Abtragungsreste am Eingang in das sogenannte Fischerbüschel, 750 Schritt SW Bildstock K 378 an der Straße Zwickau—Röhrsdorf, unweit der Brettsäge und am Benelberg, 700 Schritt SO vom Fischerbüschel. Hauptsächlich, H: Phonolithe und Basalte — \pm verkieselte Sandsteine — Quarze. Zurücktretend: Kieselschiefer und Hornsteine — grüner Grauwackenschiefer und quarzitisches Grauwacken — rote Porphyritbrekzie. Höhe ca. 400 m.

f. Hier würden sich die Gerölle anschließen, die an der Basis des Löß in der Ziegelei beim Zwickauer Bahnhof, an der Straße nach Bürgstein aufgedeckt wurden. Vgl. S. 13. Hauptsächlich, H: Phonolithe und Basalte — verkieselte Sandsteine — Quarze. Zurücktretend: Quarzporphyrite und deren Brekzien, bis kopfgroß — Silurquarzit M, B 3? — Grauwackenkonglomerat B 4.

+ g. Von K 408 N Balleberg K 451 die Hochfläche entlang des Steilhanges des Tales der Einsamkeit bis K 410 N Hutberg K 493. Hauptsächlich Zusammensetzung wie unter e. Höhe bis 410 m.

+ h. Am Hahner Berg, d. i. der höchsten Stelle der Straße Zwickau—Bürgstein und auf dem Rücken etwas gegen N und S. Die Schotter ziehen sich weit den Hang hinab bis zur Kapelle

K 340. Zusammensetzung: Vorwiegend, H Tertiäre Eruptivgesteine — † verkieselte Kreidesandsteine, zurücktretend: Quarze — Kieselschiefer — Grauwacken und Grauwackenkonglomerat — grauer Quarzporphyr mit großen, glänzenden Feldspateinsprenglingen, ähnlich wie unter c erwähnt, unbekannter Herkunft — Quarzporphyr. Höhe bis 392 m.

i. N-Hang des Schieferberges K 482 W Bürgstein. Vgl. S.

14. Hauptsächliche Zusammensetzung wie unter e. Höhe bis ca. 380 m.

j. Flacher Rücken W Haida, vom Tiergarten bis K 384. Hauptsächliche Zusammensetzung wie unter e. Höhe bis 384 m.

d—j zeigt große Übereinstimmung in der Zusammensetzung. Den Hauptanteil bilden tertiäre Eruptivgesteine mit Phonolith an erster Stelle und mehr oder weniger verkieselte oder vererzte Kreidesandsteine. Zurücktretend, aber immerhin allgemein verbreitet, sind Gesteine aus dem Gebiete des Lausitzer Granites, nämlich, in absteigender Häufigkeit: Quarze — Kieselschiefer und Hornsteine — Porphyrite und Quarzporphyrite, sowie deren Breccien — verschiedenartige schieferige bis konglomeratische Grauwacken, z. T. mit Spuren der Kontaktmetamorphose.

k. Flacher Rücken W vom Schwojkaer Schloß K 399, größtenteils durch eine Mulde entlang der Straße Bürgstein-Schwojka vom Plateau des Schwojkaer Gebirges getrennt. Zusammensetzung hauptsächlich: Basalt, vielleicht Schutt — Quarze — verkieselte Kreidesandsteine. Zurücktretend: Kieselschiefer und Hornstein, u. d. M. mit Radiolarienpseudomorphosen, (vgl. Pietzsch (09) S. 50, 51, 58, 59) — Quarzporphyr.

l. O-Hang des Laufberges K 489 bei Brims. Petrographische Zusammensetzung wie unter m. Höhe von ca 380 m, 200 Schritt O des Waldrandes, bis unter K 366 hinab.

m. Rast NO Schmiedsberg K 458, und W vom Eichberg K 407. Hauptsächlich ein aus vielen kleinen Quarzgeröllen bestehender Kies. Es überwiegen weiße gegen gelbe, graue und rote Quarze. Zurücktretend, H meist größere, verkieselte Sandsteine — Kieselschiefer und Hornsteine, M. — Achate unbekannter Herkunft — Quarzporphyr? Phonolith nur lokal, als Schutt vom Eichberg. Höhe bis 415 m.

l, m unterscheiden sich petrographisch etwas von allen vorerwähnten Vorkommnissen.

n. Rast SW Gipfel des Lerchenberges, S der Straße Kunnersdorf—Deutsch-Gabel. Spärliche Gerölle von verkieseltem Kreidesandstein und Quarz in 395 m Höhe.

o. Heideberg W Hermsdorf, flacher Rücken gegen SO. Zusammensetzung ähnlich e, u. a. auch etwas Granit. Höhe nur bis 395 m.

p. An der Straße Groß-Mergtal—Hermsdorf, 700 Schritt O Groß-Mergtal, N der Straße, den Hang hinauf. Zusammensetzung hauptsächlich: \pm verkieselte Kreidesandsteine — Quarze. Zurücktretend, aber immerhin noch reichlich: grüne, schiefrige Grauwacken — unveränderter Lausitzer Granit und dessen Quetschprodukte. Höhe bis 420 m.

o; p zeigen, daß mit Annäherung an das Granitgebiet auch dieses Gestein auftritt.

q. Hier würden sich die spärlichen Gerölle anschließen, die man nahe der Überschiebung auf Gehängen und Wasserscheiden zwischen Lausche und Hochwald findet. Ich fand Gerölle verkieselter Kreidesandsteine an der Straße zwischen Wirtshaus zur Wache (Reichsgrenze) und Niederlichtenwalde, in 530 m Höhe und beim großen Steinbruch, auf der W-Seite des Hochwaldes, in 580 m Höhe. Sie stammen von Schottern des Niveaus II. Vgl. 54.

β Mittlerer Abschnitt.

Die sonstige Analogie, die zwischen den Bildungen II und III herrscht, würde fordern, daß auch im Niveau II im mittleren Abschnitt des Gebietes Schotter vorhanden seien, in denen tertiäre Eruptivgesteine wegen ihrer geringen Verbreitung im Anstehenden stark zurücktreten, dagegen Gesteine der Grauwackenzone und des Gneisgebietes aus dem NO-Teile des Jeschkengebirges neben Gesteinen des eigentlichen Jeschkengebirges vorwiegen.

Das im Nachfolgenden beschriebene, dieser Forderung entsprechende kleine Vorkommen wäre das einzige, was die hier durch die spärlichen tertiären Eruptivstiele nicht behinderte Abtragung übrig gelassen hat. Es ist jedoch nicht mit Sicherheit von den Bildungen III β abzugrenzen, und wenn auch kein nordisches Material gefunden wurde, könnte es sich doch vielleicht um Überreste ursprünglich höher hinauf reichender Schotter III β handeln, zumal der einzig in Betracht kommende Feuerstein in den letzteren stellenweise fehlt.

r. Waldrand W K 415, unweit Meierhof Kunewalde. Dem Sandsteinschutt mischen sich bei, H: Quarze B 8 und C 3 — verkieselte Kreidesandsteine — Quarzitschiefer C 3. Ganz spärlich: Kieselschiefer und Hornsteine B 3 und C 3 — Gneis C 2 — Phyllite C 3 — Grauwacken C 1? — Krioidenkalk B 4? Sonst sind noch verschieden Quarzgesteine vorhanden, deren Herkunft nicht ermittelt werden konnte. Höhe 400 m.

s. Auf dem W-Hange der Basalkuppe K 485, unweit der Straße N Kriesdorf, mischen sich dem Basalt und Sandsteineluvium spärliche Gerölle von Phyllit C 3 — Quarz — Quarzitschiefer C 3 — Grauwackenschiefer C 1 bei. Höhe bis 470 m.

Trotz seiner Spärlichkeit bildet dieses Vorkommen eine Verbindung zu dem nächstfolgenden t.

γ Östlicher Abschnitt.

Außer Gesteinen des Kreidegebietes sind nur Gesteine des eigentlichen Jeschkengebirges vorhanden; daß nur wenige Vorkommnisse hierher gestellt werden können, hat auch seinen Grund darin, daß nur ein kleiner Teil des Vorlandes des eigentlichen Jeschkengebirges in den Rahmen der Arbeit fällt.

t. Bewaldetes Küppchen S Kirche von Kriesdorf, in 400 m Höhe, und K 420, noch weiter gegen S. Zusammensetzung wie u, bei K 420 besonders große, eckige Blöcke von verkieseltem Kreidesandstein.

u. Drausendorfer Revier, nach O über die Straße S Drausendorf bis zu Schutthalden des Jeschkengebirges. Vgl. Profil 6! Die Gerölle übersteigen oft Kopfgröße. Zusammensetzung, H: Quarzitschiefer C₃ — Quarzphyllit C₃ — Quarz C₃ — Jeschkenkieselschiefer C₃. Höhe von 410 m bis 470 m, nach O ansteigend.

III. Die altglazialen Schotter.

Ihr Alter folgt aus dem Vorhandensein nordischen Materials im mittleren Abschnitt, welches, wie später erörtert wird, nur während der Hauptvereisung hierher gelangen konnte. Auch sonst ist der petrographische Charakter so verschiedenartig, daß er nur getrennt in den einzelnen Abschnitten besprochen werden kann.

Morphologisch liegen sie auf den Resten ehemaliger Talböden, die gegen das Niveau II um 40—60 m, meist mit sanfter Böschung, eingesenkt sind.

α Westlicher Abschnitt.

Reichliches Vorhandensein tertiärer Eruptivgesteine, besonders der Phonolithe, teilen sie mit II a. Material aus dem Gebiete N der Überschiebung tritt so stark zurück, daß es durch Aufnahme aus II und ev. I vollständig zu erklären ist. Auch sie bilden nur eine geringmächtige Bestreuung.

Morphologisch liegen sie auf flachen Rücken oder auf Stufen der Gehänge, die sich gegen das Quellgebiet der Talsohle immer mehr nähern. Deutlich entwickelt sind sie nur am Zwitte- und Woberbach. Auffallend ist ihr vollständiges Fehlen den Hammerbach aufwärts, der sich mit dem Woberbach zum Zwittebach vereinigt.

a. Bei K 341 N Spiegelschleife, zwischen Zwitte und Wellnitz, W Laufberg K 489. Zusammensetzung hauptsächlich: ±

verkiezelte und eisenschüssige Sandsteine — Phonolith und Basalt. Höhe 341 m.

b. Das vorspringende Plateau zwischen der Straßengabel Zwitte—Bürgstein, WS-Ausgang von Lindenau. Hauptsächlich Zusammensetzung wie a. Zurücktretend Quarz. Höhe zirka 340 m.

+ Linke Seite des Kunnersdorf—Lindenauer Tales, gegenüber der Lindenauer Kirche, bis auf den nach NW vorspringenden Riegel gegenüber der Rahmenfabrik. Zusammensetzung wie a. Stellenweise reichlich kleine Quarzgerölle, untergeordnet Kiesel-schiefer, einzeln Kulmgrauwacke B 4 a. Höhe bis 345 m.

+ d. Der flache Rücken, der von der Straße zwischen Station Kunnersdorf und der Ortschaft mit sanfter Abdachung gegen S zieht, im N Teichberg, im S Schäferberg genannt. Im S nur am W-Rande. Zusammensetzung ähnlich b, dazu etwas Kiesel-schiefer und Hornstein B 3 — ein feuersteinartiger Hornstein, M, bzgl. Herkunft vgl. S. 49 — ein Quarzporphyrat B 6. Höhe bis 343 m.

e. An der Einmündung des am Balleberg K 431 herabkommenden rechten Seitenbaches des Woberbaches hinter der Fabrik. Hauptsächlich Phonolith, bis 350 m.

f. Am Talrand in der Zwickauer Obervorstadt S Steinberg K 509? Zusammensetzung wie a. Höhe bis 360 m.

g. Unweit der Mündung des Jungfernbaches in den Gabler Mühlteich bei Kapelle K 330. Zusammensetzung wie b. Höhe 330 m.

h. Am Groß-Hirndorfer Bache, zwischen Groß- und Klein-Hirndorf, am An- und Abstieg der Straße auf dem von einer Bachschlinge umflossenen Plateau. Zusammensetzung wie unter b. Höhe 340 m.

i. NW der Stelle, wo die Straße von Lindenau nach Brims hinab Serpentin bildet: z. T. verkiezelte Kreidesandsteine und Quarz, besonders reichlich kleine Quarzgerölle, ungefähr an Menge gleich den tertiären Eruptivgesteinen: Phonolith und Basalt. Höhe ca. 350 m. Die bedeutende Höhe ist bei der auf III a weisenden petrographischen Zusammensetzung auffällig. Vielleicht handelt es sich um eine III und II zwischengeschaltete, lokale Bildung. Jedenfalls spricht dieses Vorkommen für eine ehemalige Bachverbindung zwischen Laufberg K 489 und Schmiedsberg K 458.

β Mittlerer Abschnitt.

Wenn wir die auf der Kartenskizze angegebene Grenze α—β gegen O überschreiten, sehen wir im Niveau III eine plötzliche und auffällige Veränderung.

Petrographisch fällt vor allem das reichliche Auftreten von Gesteinen aus dem Grau- und Gneisgebiet im NW des

Jeschkengebirges und zurücktretend aus dem eigentlichen Jeschkengebirge auf. Unter diesen Gesteinen ist der Isergebirgsgneis das am meisten charakteristische und verbreitete. Hierzu gesellen sich, wenn auch spärlich und unregelmäßig, Gesteine nordischer Herkunft, unter denen allerdings nur der Feuerstein allgemeiner verbreitet ist. Die immerhin reichlichen Gesteine nördlichen Ursprungs (aus dem Lausitzer Granitgebiet und dessen Grauwackendecke im Norden) beweisen ebenfalls, daß ein sehr großes Gebiet für die Herkunft dieser Schotterbildung in Betracht kommt. Dies wird durch einen dem fluviatilen vorhergehenden Eistransport genügend erklärt. Tertiäre Eruptivgesteine treten, entsprechend dem unter II β gesagten, stark zurück.

Diese Schotter besitzen eine beträchtliche Mächtigkeit, und da die Wasserscheiden hier aus den ebenfalls schon erwähnten Gründen (II β) niedriger liegen, als im W-Abschnitt, verschmelzen sie über dieselben hinaus zu einer zusammenhängenden, durch jüngere Erosion wieder zerschnittenen Decke, welche sich gegen NO, d. i. talaufwärts entlang den heutigen Bächen, wegen ihres schwächeren Gefälles der Talsohle nähert. Unterschiede in der Höhenlage der Basis auf kleine Entfernungen, z. B. N Pankratz, erklären sich wohl durch diese Verschüttung eines älteren Reliefs. Die Unterbrechung dieser Schotterbildung an den Talrändern ist die Folge einer starken Abtragung oder zum Teil der auf diese folgenden Überschüttung und Verhüllung mit Löß.

Die bauwürdige Mächtigkeit der Schotter hat zahlreiche künstliche Aufschlüsse hervorgerufen, welche, zum Unterschied von allen andern Schottern des Gebietes außer IV, das Studium ihrer primären inneren Beschaffenheit ermöglichen. Es zeigt sich, daß weitaus der größte Teil aus Sanden verschiedener Korngröße vom feinsten Schlepp bis zum Kies besteht. Diese haben eine überaus charakteristische Kreuzschichtung. Vgl. S. 4—5. Die Sonderung des Materials geht soweit, daß sogar bändertartige Schmitzen auftreten. Auch die Kreuzschichtung kommt nur durch verschiedene Korngröße des Sandes und Kieses zustande. Grobe Gerölle und Geschiebe, auf denen allein die voranstehende petrographische Analyse beruht, können lokal fehlen, oder sind einzeln, unregelmäßig verteilt. Meist jedoch bilden sie Schmitzen und Lagen, die sich der erwähnten Kreuzschichtung irgendwie einfügen. Das Ausmaß der größten, oft nur kanten gerundeten Blöcke zeigt eine deutliche Abnahme von einem Maximum bei Pankratz aus gegen SW

Im einzelnen ist folgendes darüber zu sagen:

a. Der nördlichste, vom übrigen abgetrennte Teil der Schotter liegt N des W-Endes von Pankratz. Der seit Jahren an der Straße abgebaute Aufschluß ist jetzt stark verrollt. Frisch aufgeschlossen waren sie zur Zeit der Begehung 200 Schritt N der Straße, in einer Mächtigkeit von 10 m. In den Sanden liegen

linsenförmige Massen von Geröllen und mehr oder weniger eckigen, über 1 m großen Blöcken. Zusammensetzung der über $\frac{1}{2}$ m großen Gesteinsfragmente: weit überwiegend Gneis C 2, außerdem, H: Kreidesandsteine und Konglomerate — Basalte — Phyllit C 3 — Lausitzer Granitit. Zusammensetzung der kleineren Gerölle: überwiegend Grauwackenschiefer C 1, zurücktretend, außer den auch größeres Ausmaß erlangenden Gesteinen: Quarzitschiefer C 3 — Jeschkenkieselschiefer — verkieselte Kreidesandsteine, selten: Feuerstein — nordischer Quarzit. Höhe der Schotter bis 392 m, Basis am S - Ende des Vorkommens in 360 m, gegen N ansteigend.

b. Die Plateauränder von Pankratz aus gegen SW, bis über die von der Straße nach Johnsdorf benutzte Schlucht S Ringelshain hinaus, deuten durch Gerölle in der Ackerkrume auf Schotter bis ca. 380 m Höhe. Aufschlüsse liegen erst am S-Ende der erwähnten Schlucht, an der Straße. O der Straße folgen über einer Fußhalde die kreuzschichtigen Sande mit Geröll- und Blockschmitzen und darüber Löß. Höhe des Aufschlusses 8 m. Das Höchstaussmaß der Gesteinsfragmente überschreitet vielfach Kopfgröße, bleibt aber hinter dem unter a beschriebenen zurück. Zusammensetzung der überkopfgroßen Komponenten: auch hier überwiegend Gneis C 2, ferner: schlackiger Diabas C 1 — Grauwackenschiefer C 1. Unter den sonstigen Geröllen u. a.: Kiesel-schiefer — Feuerstein. In den benachbarten Feldern dagegen bestehen die Gerölle vorwiegend aus: Quarz — Quarzitschiefer. Ein zweifelhafter Rhombenporphyr E wurde ebenfalls gefunden. Am Hange entlang der Straße gegen Ringelshain kommt der Kreidesandstein in 350 m zum Vorschein. Im Aufschlusse reichen die Schotter bis 380 m empor.

c. Gerölle in den Feldern unweit des höchsten Punktes der Straße Ringelshain—Johnsdorf deuten auf eine Verbindung mit Schottern, die SO K 370 W Johnsdorf aufgeschlossen sind. Von hier aus begleiten sie dann mit Unterbrechungen, in zahlreichen Gruben aufgeschlossen, den oberen Hang des Johnsdorfer Baches bis W der Straßengabel in Oberhennersdorf an den S-Rand des Arbeitsgebietes. Eine Einzelbeschreibung der Aufschlüsse erübrigt sich, weil sich im wesentlichen immer dasselbe wiederholt. Nur hat die Größe der Blöcke gegen b weiter abgenommen. In der Nähe eines Aufschlusses SW Johnsdorf, ca. 700 Schritt S Kreuz K 381, sind die lockeren Bildungen von einem System kleiner verzweigter Rachen durchzogen, welche verschieden sind von den Terrainformen des Kreidesandsteins. Aufschlüsse S und O der Kapelle K 371, W der Straße Waldau—Hennersdorf, liegen Aufschlüssen der N-Abdachung so nahe, daß an einer Verbindung unter der Lößdecke nicht zu zweifeln ist. In einem der Aufschlüsse nahe der erwähnten Straße konnte man beobachten, daß eine $\frac{1}{2}$ m mächtige Lößdecke die Schotter gegen die Ober-

fläche vollständig abschließt, so daß keine Gerölle in der Ackerkrume zu finden sind. Noch weiter W kann man beobachten, daß in der Ackerkrume Quarzgerölle überwiegen, während im nahen Aufschluß diese stark gegen leichter verwitterbare Gesteine wie Gneis u. s. w. zurücktreten. Am W-Hange des Kickelberges liegt eine kleine, durch den Johnsdorfer Bach abgetrennte Partie der Schotter, welche nichts Abweichendes bietet.

d. Ebenso wie der N- und O-Hang der Hochfläche zwischen Ringelshain, Hennersdorf und Groß-Walten, so wird auch ihr den Jungfernbach begleitendes W-Gehänge von derartigen Bildungen eingesäumt. Sie beginnen hier in spärlichen Resten auf den O Schloß Lämberg gelegenen Vorsprüngen. Bereits WNW der sog. **Hauptmannskapelle K 378** zeigen künstliche Aufschlüsse eine beträchtliche Mächtigkeit. Überall folgen sie in der angegebenen Höhe mit Unterbrechungen den von O nach W verlaufenden kleinen Seitentälern des Jungfernbachtales. In den Aufschlüssen in dem kleinen Tälchen S der Hauptmannskapelle K 378 bestehen die Gerölle hauptsächlich aus Gneis C 2 — Grauwackenschiefer C 1 — Sandstein A, zurücktretend aus Feuerstein E — Kiesel-schiefer B 3, während in den benachbarten Feldern Quarze B 8 und C 3 — Quarzitschiefer C 3 — Quarzphyllite C 3 überwiegen. Dies ist wieder eine Folge der Verwitterungsauslese. Am Ausgange dieses Tälchens gibt es auf der linken Seite zahlreiche Aufschlüsse. Der nördlichste enthält fast nur Sand, der am meisten gegen SW gelegene vorderste war bereits zur Zeit der Begehung stark verrollt. Unter den umherliegenden Geröllen fanden sich hier neben den gewöhnlichen Komponenten auch ziemlich große Stücke von nordischen Quarziten und Hälleflinta. In einem etwas weiter oben gelegenen Aufschluß hätte man im Zweifel sein können, ob die Sande mit Schrägschichtung großen Ausmaßes nicht vielleicht lockere Kreidesedimente sind. Auf dem weiter S, weit nach W vorspringenden Galgenberge waren wohlgeschichtete Sande in 345 m Höhe aufgeschlossen. Diese niedrige Ziffer nähert sich bereits den Höhenzahlen des Niveaus III SW von Deutsch-Gabel. In einem ebenfalls am Galgenberge, aber weiter oben gelegenen Aufschluß war eine 30 cm mächtige Bändertonlinse zwischen Sanden sichtbar. An der Straße Gabel—Waldau auf dem Vogelberge konnte man den seitlichen Übergang von Sanden in Grande und Kiese beobachten. Im obersten Teil des Tälchens, welches von der Straße Waldau—Hennersdorf durch den Hölzelwald gegen Postrum führt, betrug die Mächtigkeit der Lößdecke auf den Schottern nur 30 cm. Trotzdem war die benachbarte Ackerkrume fast frei von Geröllen. Während also in gewissen Fällen bei Abtragungsvorgängen (S 6 und 7) geröllführender Löß entsteht, bewirkt in anderen Fällen eine so geringmächtige Lößdecke schon einen hermetischen Abschluß der Schotter gegen die Tagesoberfläche.

Etwas weiter gegen S verbinden Gerölle in der Ackerkrume die eben beschriebenen Vorkommnisse mit den Schottern d des Gehänges des Johnsdorf-Hennersdorfer Tales. Weiter erstrecken sich dann die Schotter entlang des linken, bewaldeten Gehänges des nach Postrum führenden Tales, stellenweise noch mehrere Meter mächtig aufgeschlossen.

e. Eine abgetrennte Partie der Schotter III β liegt auf dem Rücken S Deutsch-Gabel, gegen Postrum. Zahlreiche Gneisgerölle noch in der Nähe des letzteren Ortes verraten ihre unveränderte Zusammensetzung. Phonolithfragmente in den Feldern beim S-Ausgange von Böhmischdorf beweisen die Aufnahme von Material aus dem W-Abschnitt III α . Der Aufschluß an der Abzweigung des Weges gegen Franzendorf und Groß-Walten führt nur spärliche Gerölle, darunter Gneis C 2 und Granit B. Auch Quetschprodukte von Granit B 7 wurden in der Nähe gefunden. Höhe 330 m, also weiter stark gefallen.

f. Flacher Hügel K 327 W Tölzeldorf ist mit Geröllen bestreut. Vgl. S. 12—13. Zusammensetzung, H: Quarze — Jeschkenquarzit — Sandsteine. Höhe bis 327 m.

g. N-Seite des Kapellenberges K 349. Kreuzschichtige Sande, darüber umgelagerte Geröllpackung, H: Quarze — Quarzitschiefer C 3 — \pm verkieselte Sandsteine A, spärlich: Basalte — Phonolithe — Kieselschiefer. Höhe ca. 330 m.

h. N bei K 345, NW Kapellenberg, Gerölle in den Feldern. Zusammensetzung, hauptsächlich, H: Quarze B 8, C 3 — Quarzitschiefer C 3 — Jeschkenkieselschiefer — Grauwackenschiefer C 1. Sonst auffallend reichlich: Quarzporphyrite B 6? Höhe bis 345 m.

i. Einige winzige Abtragungsreste liegen an linken Gehänge des Jungfernbaches, am Höhenrande, in ca. 330 m Höhe, O Kapellenberg, K 349, mit etwas Quarzitschiefer und Gneis und beweisen die ehemalige große Verbreitung der Schotter III β auch hier.

γ Östlicher Abschnitt.

Die petrographische Zusammensetzung ist hier ähnlich II jedoch scheinen tertiäre (basaltische) Eruptivgesteine und mehr oder weniger verkieselte Kreidesandsteine häufiger als dort. Jeschkenmaterial i. e. S. ist allerdings so häufig, daß eine offene Verbindung nach O angenommen werden muß, die ja auch noch heute fortbesteht.

Die kleinen derartigen Ablagerungen auf Stufen über dem Jeschkenbachtal deuten auf eine glaziale Vorbildung dieses Tales hin. Bezüglich ihrer geringen Entwicklung im Arbeitsgebiet gilt das unter II γ gesagte.

Die in Rede stehenden Bildungen liegen auf Terrassenresten am Abhange des Silbersteins. K 508, gegen NNW, S des W-

Endes von Seifersdorf. Zusammensetzung, H Quarze C 3 — + verkieselte Kreidesandsteine — bis $\frac{1}{2}$ m mächtige Basaltblöcke, wohl vom Silberstein — Quarzitschiefer C 3 — Jeschkenkiesel-schiefer C 3. Höhe der Basis ca. 355 m. Bezüglich der bedeutenden Höhe kommt dieselbe Erklärung in Betracht, wie für Bildungen III β S. 48.

IV Jüngere glaziale Schotter.

Nur im Jungfernbachtal von Deutsch-Gabel nach S ist noch ein tieferes Terrassensystem als die im Vorstehenden beschriebenen entwickelt. Seine Zusammensetzung schließt sich begreiflicher Weise eng an die benachbarten Bildungen III β an, aus deren aufgearbeitetem Material es größtenteils besteht. Grobe Gerölle sind spärlicher als im III β vorhanden, hauptsächlich sind es Sande, deren Kreuzschichtung durch ihr kleineres Ausmaß gegen III β auf geringere Wassermengen schließen läßt.

Diese Schotter steigen als flache, größtenteils von Löß verhüllte Buckel aus dem Talboden auf. Da ihre Basis nirgends aufgeschlossen ist, handelt es sich vielleicht um reine Schotterterrassen, in welchen die heutige Talau des Jungfernbaches angelegt ist.

a. Aufschluß W der Kapelle, beim Straßenknick N-Ende von Groß-Walten. $1\frac{1}{2}$ m kreuzschichtige Sande mit Grand- und Kiesschmitzen, darüber umgelagerte Gerölle- und Geschiebepackung, vgl. S. 6, taschenartig in diese eingreifend, darüber Löß. Zusammensetzung der Gerölle und Geschiebe, hauptsächlich, H Quarze — eisenschüssige oder \pm verkieselte Kreidesandsteine. Untergeordnet: Gneis, relativ reichlich — Quarzitschiefer — Basalte — Phonolithe — Granit — Grauwackenschiefer — Feuerstein — nordischer Quarzit. Höhe 310 m.

b. Nach einem weiteren kleinen Aufschluß folgt gegen SW, wieder zwischen Straße und Bahn, ein großer Aufschluß. Unter 3 m Löß 2 m kreuzschichtige Sande, bis 310 m hinabreichend.

c. Eine abliegende Partie dieser Schotterbildung scheinen die kreuzschichtigen Sande zu sein, die im W-Teile von Postrum, O K 319, in der Höhe von 3 m, zu beiden Seiten der Straße aufgeschlossen waren. Höhe ca. 310 m. Jedoch sind die Verhältnisse hier unklar, da die Abtrennung von Umschwemmungs- oder Kriechprodukten von III β nicht möglich ist und diese Bildungen hier ebenfalls primär schon tief hinabreichen. Unter den erwähnten Sanden soll laut Bericht in geringer Tiefe Mergel, wohl der Kreide angehörig, folgen.

d. Ein kleiner Aufschluß O der Kirche in Groß-Walten zeigte nichts besonderes. Wichtig dagegen ist eine große Partie dieses Niveaus, die vom Kreuz K 315 an der Straße Brims—Groß-Walten nach SSW bis Joachimsdorf als ganz flacher Rücken zieht. Gegen O ist sie von Löß überdeckt. Aufschlüsse fin-

den sich am SW-Eck des Rückens bei Joachimsdorf in der Höhe von 8 m. Auch hier kreuzschichtige Sande und Kiese mit einzelnen kleinen Geröllen und Geschieben von Phyllit-Gneis etc. In einer Grube reicht der Aufschluß bis 1 m unter die Talsohle, also bis 290 m Seehöhe hinab.

e. Man könnte vielleicht noch Verschiedenes hierher rechnen. So. z. B. die Sande am Abhang N des Friedhofes in Deutsch-Gabel. Unweit des Friedhofes von Ringelshain liegen auf einem Vorsprung, 8 m über der Talsohle, Gerölle mit Sandzwischenlagen von nicht deutlich primärer Struktur und III β ähnlicher Zusammensetzung, allerdings ohne nordisches Material. W von Pankratz, in 340 m Höhe, liegt eine solche Geröll- und Sandanhäufung zwischen Straße und Bahn unmittelbar auf der Talsohle, ebenfalls mit dem petrographischen Charakter III β . N K 338, am W-Ende von Seifersdorf, unmittelbar an der Straße gibt es Aufschlüsse, in denen über etwa 1 m Kreidesandstein, mit einer dem Gehänge parallelen Lage der flacheren Geschiebe und taschenartig in diesen eingreifend, mehrere Meter mächtig, Gerölle und Geschiebe folgen, die vielfach Kopfgröße übersteigen und mit einer Zusammensetzung ähnlich III γ und III β . Vgl. S. 36. Vielleicht handelt es sich bei allen diesen Bildungen um Umlagerungsprodukte des Niveaus III, welche sich auf annähernd dem Niveau IV entsprechenden Talböden oder anderen Stufen des Talgehänges angesammelt haben.

5. Uebersicht über die morphologischen Verhältnisse.

Der morphologisch älteste Bestandteil des Gebietes ist eine hauptsächlich in den Sandsteinen der oberen Kreide angelegte Verebnungsfläche, die von den tertiären Eruptivgesteinen um einen von deren Ausdehnung und Widerstandsfähigkeit abhängigen Betrag überragt wird. Bei der Beurteilung des Alters dieser Verebnung ist die geologische Gestaltung der Eruptivgesteine von Wichtigkeit. Nur in seltenen Fällen kann man die Kontaktfläche gegen den umgebenden Sandstein direkt beobachten. Dies ist z. B. in dem Eisenbahneinschnitt O der Station Kunnersdorf, an dem unter Ia beschriebenen Vorkommnis der Fall. Die Grenze setzt vertikal in die Tiefe, woraus auf einen Tuffschlot geschlossen werden kann. Die Unkenntnis dieser Verhältnisse, sowie die lokal mürbe Beschaffenheit des Sandsteines soll bei der Anlage des Einschnittes die unberechtigte Hoffnung auf Bausteine hervorgerufen haben. Der Schluß auf Schlotfüllungen ist auch überall dort naheliegend, wo Aufschlüsse von Eruptivgesteinen, auch bei verhüllter Grenze, in gleicher Höhe neben Sandstein liegen. Hiefür lassen sich zahlreiche Beispiele anführen. Vgl. z. B. I c, S. 23. Daß es sich nicht um von oben ausgefüllte Vertiefungen handelt, beweist das vollständige Fehlen solcher

Profile, wo die Eruptivgesteinsmasse nach unten aufhört. Alle Tuffschlote ragen auch gegenwärtig, trotz jüngerer, auf die posteruptive Verebnung folgender Erosion, orographisch gar nicht hervor, dürften also in die vorerwähnte Verebnung vollständig einbezogen gewesen sein. So hat der Tuffschlot I c ein buchtförmiges Eingreifen der Talsohle gegen den Steinberg K 509 (?) zur Folge, welcher selbst aus Sandstein besteht. Auch Vorkommnisse von Eruptivgesteinen, wo Tuff neben kompaktem Gestein liegt, können sich ähnlich verhalten. Der Gipfel des Bartelberges K 446 NW von Zwickau z. B. besteht aus Sandstein, während Tuff und Basalt nur den W-Hang zusammensetzt. Es kann sich nur um einen sogen. gemischten Schlot handeln. Endlich überragen auch räumlich sehr beschränkte Vorkommnisse von kompaktem Eruptivgestein die Verebnungsfläche nicht, wohl aber können sie bis in deren heutiges Niveau emporreichen und sind daher auf Grund ihrer z. T. auch noch gegenwärtig vorhandenen Einhüllung durch Sandstein nur als ehemals eingeebnete Gänge und Stiele deutbar. Hieher gehört z. B. das basaltische Gestein, welches am NW-Hang des Steinberges bis zu dessen Höhe (S. 40) emporragt und seine Gangnatur auch noch durch horizontal liegende säulenförmige Absonderung verrät. Anders liegen die Verhältnisse, wo Eruptivgesteinsvorkommen von bedeutenderem Querschnitt für sich allein oder mit ihrem Sandsteinsockel die Verebnungsfläche überragen. Beim Mangel geeigneter Aufschlüsse ist natürlich die Deutung als Deckenreste nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen. Hier konnten jedoch andere Anhaltspunkte gewonnen werden, die mit dieser Vorstellung nicht vereinbar sind. Wo an Basaltgesteinen eine deutliche säulenförmige Absonderung entwickelt ist, stehen die Säulen mit ihrer Längsachse ungefähr senkrecht zur Kontaktfläche. Vgl. Rosenbusch-Osann (23) S. 23, 24. Bei horizontaler und radiärer Säulenstellung, wie am Gipfel des Balleberges K 451 W Zwickau, kann es sich demnach nur um einen Stiel handeln. Allerdings gibt es Fälle, wie z. B. der Basalt des Raubschloßberges K 535, wo keinerlei regelmäßige Absonderung erkennbar ist. Solche Vorkommnisse müssen aber vom Standpunkt der regelmäßigen Fälle eher als Stiele, denn als Deckenreste aufgefaßt werden. Besonderes Augenmerk aber verdient die plattige Absonderung der so verbreiteten und die Mehrzahl der ausgedehnteren Eruptivmassen zusammensetzenden Phonolithe. Wie bereits bekannt, ist diese plattige Absonderung oft neben einer Fluidaltextur entwickelt. Dann liegt die Ebene der Platten meist parallel der Fließrichtung. Dies ist z. B. an den Ägirinsäulen im Phonolith des Limberges K 664 erkennbar, welche in der Ebene der plattigen Absonderung liegen. Nebstdem ist es eine alte Erfahrungstatsache, daß die Plattung parallel der Kontaktfläche liegt, vgl. Rosenbusch-Osann (23), S. 23. Da diese Absonderung

zudem mit einer zu ihr senkrecht gerichteten säuligen Absonderung verbunden sein kann, wie z. B. am Uhustein am Hochwald, kann umsomehr angenommen werden, daß zwischen der Fläche dieser primär plattigen Absonderung und der Kontaktfläche die angedeutete Beziehung besteht. Da nun diese plattige Absonderung stets mehr oder weniger vertikal liegt und zylinderförmig der Phonolith-Sandsteingrenze ringsum die Phonolithkuppen folgt, kann es sich auch hier nur um durchgreifende Lagerung handeln. Derartig sind die Verhältnisse auch an Lausche und Hochwald entwickelt, welche Siegert (97) demnach wohl irrtümlich als Deckenreste ansieht. Vertikale Säulenstellung mit horizontaler Plattung kommt ganz ausnahmsweise auf dem Gipfel des Ortelsberges K 550 vor, vielleicht auch auf der Finkenkuppe K 789, N des gemischten Schlotes, der in I e S. 24 beschrieben ist, am obersten Teil des W-Hanges. Völlig klargestellt konnten diese Verhältnisse noch nicht werden. Vielleicht macht sich hier schon der Einfluß der tertiären Landoberfläche zur Zeit der Eruptionen geltend, die demnach nicht sehr hoch über der in Rede stehenden Verebnung lag. Übrigens sind die Verhältnisse im Jeschkengebirge ähnlich. Wie manche Gipfelpartien des letzteren würden dann auch die Phonolithkuppen dem Niveau einer älteren Landoberfläche nahekommen. Sicher aber ist, daß auch die ausgedehnten Massen von Eruptivgestein, besonders die Phonolithe, durchaus durchgreifend gelagert sind und, wie auch z. T. die räumlich beschränkteren, als Härtlinge über die postbasaltische Verebnungsfläche emporragen.

Wo sich an diese Härtlinge noch Reste der Verebnung anschließen und wo noch keine jüngeren Abtragungsvorgänge Veränderungen hervorgerufen haben, sind die Abhänge außerordentlich sanft, Böschungen von 30 % werden nur in den oberen Teilen der Gehänge überschritten. Teilweise durch den Kontakt gehärtete Sandsteinpartien sind in die Erhebungen vielfach einbezogen. Im ganzen genommen sind an den an 80 zählenden, meist Kuppen bildenden Eruptivgesteinsvorkommen des Gebietes alle Stadien von den Verhältnissen, wie sie zur Zeit der Verebnung herausgebildet wurden, bis zu weitgehender, durch jüngere Erosion bewirkten Erniedrigung entwickelt.

Die Einebnung eines Teiles der Eruptivstiele in eine, z. T. erhaltene, alte Landoberfläche, die Herausarbeitung der übrigen zu Härtlingen, welche dieser Fläche aufgesetzt sind, beweist das posteruptive Alter der Landoberfläche.

Auf dieser posteruptiven Verebnungsfläche nun liegen, soweit sie nicht durch spätere Vorgänge abwärts geschafft wurden, die unter II beschriebenen Schotter, die also ihrem Alter nach dem Endstadium der Verebnung entsprechen. Ihr Verhältnis zur Verebnung war lange unklar, weil ihre ursprüngliche Lage hauptsächlich wohl durch bodenversetzende Vorgänge stark ver-

wischt ist. Vgl. S. 14—15. Erst eine neuerliche, gründliche Untersuchung führte zu dem gegenwärtigen Ergebnis. Dementsprechend ist die Bemerkung in der Mitteilung des „Lotos“, 1923, S. 54, Zeile 10—12, zu bewerten.

Die Zusammensetzung der Schotter (S. 24) beweist eine offene Verbindung aus unserem Gebiete über die Überschiebung hinweg nach N, NO und O bei einer Transportrichtung in umgekehrtem Sinne. Die Wasserscheide entlang der Überschiebung von Niedergrund bis zum Schwammberge ist später entstanden. Vom Schwammberge gegen SO war das Jeschkengebirge, aus dem Vorhandensein von Jeschkenmaterial in den Schottern II γ zu schließen, wahrscheinlich wie heute Wasserscheide. Doch ist auf das Fehlen von Gesteinen weiter östlichen Ursprungs nicht allzuviel Gewicht zu legen, da aus dem Reichenberger Granitgebiet stammendes charakteristisches Material nicht unbedingt erhalten sein müßte.

Wegen des Geröll- und Geschiebetransportes haben wir mit einer ursprünglichen Neigung der posteruptiven Verebnungsfläche gegen S, SW und W zu rechnen. Da es sich um eine Landschaft im letzten Stadium der Abtragung handelt, ist diese Neigung jedoch gegen die späteren tektonischen Veränderungen zu vernachlässigen. Außerdem waren ihr die vorerwähnten Eruptivkuppen mit sanften Hängen und einer 200 m nicht übersteigenden Höhe aufgesetzt. Ähnliche sanfte Erhebungen bildeten im O, wie wir noch sehen werden, die Schieferberge und Kämme des Jeschkengebirges schon jenseits der Bruchlinie.

Diese posteruptive Verebnungsfläche mit ihren Härtingen erlag nun tektonischen Veränderungen. Zunächst kommt eine allgemeine Hebung in Betracht, denn die Höhenlage ihrer gegenwärtig im Gebiet mit 400 m tiefsten Teile entspricht kaum der ursprünglichen Höhe einer derartig weit entwickelten Abtragungsfläche. Außerdem erfolgte eine gegenseitige Lageveränderung einzelner Teile. Vgl. die Kartenskizze.

1. Den größten Raum im Arbeitsgebiet nimmt der S- und W-Teil der Fläche ein, welcher in 410—420 m Höhe liegt. Er zeigt keine oder eine sehr geringe Schiefstellung gegen S und W. Auf der Kartenskizze liegt die Grenze gegen N und O entlang der 460 m Isohypse der ergänzten Fläche und zwar etwas (ca. 1 km) S und W davon.

Reste dieses Teiles der Verebnung sind besonders reichlich im W-Abschnitt (α) des Gebietes, wegen der zahlreicheren, die Abtragung behindernden Eruptivstiele vorhanden. Durch ihre geringe Höhe deutet die Hochfläche O Haida mit den Schottern II α j (384 m) vielleicht schon auf eine Absenkung gegen das Leipaer Becken zu. (Vgl. Moscheles (20) S. 124.) Die Hochfläche am Rabstein mit II α d z. T. stellt den Zusammenhang zu den Verebnungsresten her, welche sich W vom Balleberg K 451,

NNO Hutberg K 493, Stolleberg K 432 und W Ortelsberg K 550 ausdehnen, die Eruptivstiele mit den genannten Koten als Härtinge (im Maximum 130 m +) tragen und z. T. von den Schottern II α g, h bedeckt sind. S dieses Komplexes dehnt sich das Schwojkaer Gebirge. Verebnungsreste liegen um die Stiele des Slawitschek K 535 (bes. W davon) und Eibenberger K 541 (130 m +) als Härtinge mit II α k, nur durch eine schmale Erosionsfurche getrennt und II α i, welches noch bis ca. 400 m hinaufreicht. In der Umgebung des Grünerberges K 584 (150 Meter +) als Härting sind Verebnungsreste, die sogen. obere Wiese gegen S, dann beim Köhlerstein, K 431 gegen N und zum Kalvarienberg K 437 mit fast eingeebneten Basaltstiel gegen W in über 430 m Höhe, worin vielleicht schon eine Aufbiegung zur Geltung kommt. Endlich ist noch der Gruppe des Schmiedsberges K 458 (50 m +) mit noch 2 kleineren Stielen und den Schottern II α m auf einem Verebnungsrest zu gedenken. Der Laufberg K 489 SSW davon trägt II α l an seiner Flanke. Ein vielleicht ehemals eingeebneter Stiel ist der Kunnersdorfer Hutberg K 431.

Mittlerer Abschnitt (γ) Hier fehlen Reste der posteruptiven Verebnung fast ganz, da nur ganz wenige schützende Eruptivstiele vorhanden sind. Eigentlich kommt nur die Hochfläche beim Meierhof Kunewalde K 415 und II β r und im N anschließenden, eingeebneten Basaltstiel in Betracht. Als durch jüngere Erosion isolierter Klotz steht im S der basaltische Tolzberg K 587 (180 m +).

Östlicher Abschnitt (γ) Hier sind anschließend an die Schotter II γ n nach W Verebnungsflächen erhalten, welche zum Basaltstielhärting des Silbersteins K 508 (100 m +) ansteigen.

2. N, NO und O der S. 39 erwähnten, nahe der 460 m Isohypse liegenden Linie, liegt die Verebnungsfläche heute nicht mehr annähernd horizontal, sondern zeigt ein energischeres Ansteigen gegen N, NO und O. Es läßt sich natürlich meist, da immer nur isolierte Reste vorhanden sind, morphologisch nicht entscheiden, ob es sich wirklich um eine sanfte Flexur, oder etwa Staffelbrüche handelt.

Im äußersten W des Gebietes ist die Aufbiegung durch das Ansteigen der, die Schotter II α d tragenden Hochfläche von 410 auf 440 m besonders deutlich. Noch höher liegen die Gipfel der K 455 W Röhrsdorf (Basaltstiel), Bartelberg K 446, ein einseitig geöffneter gemischter Schlot mit Gipfelfläche aus Sandstein, endlich das kleine Sandsteinplateau des Steinberges bei der Teichlehne, ca. 450 m, fälschlich mit 509 m kotiert. Das letztere ist ein deutlicher Verebnungsrest mit eingeebnetem Eruptivgange, die beiden ersten Gipfel dürften ungefähr ebenfalls in die Verebnung fallen. Weiteres Ansteigen verraten die ausgedehnten Hochflächen, die sich durch Auflagerung oder Hinaufreichen der

Schotter II α a, b, c auszeichnen. Diese Schotter, die petrographisch einheitlich mit weiter im S in tieferem Niveau liegenden sind, bilden den schwerwiegendsten Beweis für die Einheitlichkeit aller dieser Verebnungsreste als herstammend von einer aufgeschotterten, tektonisch zerlegten, durch Erosion zerstückelten Falebene. Die letzterwähnten Hochflächen mit den Schottern II α a, b, c, d setzen sich gegen W, NW bzw. N unter weiterem Ansteigen fort. Gegen W scheint der Anstieg sehr steil zu sein. Der mächtige Phonolithstiel des Kleises K 755 dürfte über ein Niveau der Verebnungsfläche auf der O-Seite vielleicht von 540 m, auf der W-Seite etwa von 600 m emporragen. Hamrich K 661 und Großer Buchberg K 732 sind ebenen Flächen aufgesetzt, die sich mit 500 m, 580 m bis 620 m an II α a anschließen. Besser lassen sich ebene Flächen von II α b, c aus den S und W Hang des Glaserter Berges K 568 (Phonolithstiel, nur 70 m +!) entlang über den Mühlstein (Klippe von metamorphem Kristall-sandstein, vielleicht ursprünglicher Härtling auf der Verebnungsfläche!) zum Klötzerberg K 620 (60 m +) und Dürrberg K 639 (80 m +, beide Phonolithstiele) verfolgen. Noch weiter N erreichen die Verebnungsreste noch größere Höhe und werden von zahlreichen Phonolithstielen als Härtlingen gekrönt. Bemerkenswert durch ihre Höhe ist die Finkenkoppe K 789 (ca. 100 m +). Der Ziegenrücken K 712 ist dadurch bemerkenswert, daß hier ein Teil des Granitgebietes jenseits der Überschiebung in die gehobenen Teile der Verebnung einbezogen ist. (Staff (14) S. 13). Der höchste Gipfel des Gebietes außerhalb des Jeschkengebirges, der Phonolithstiel der Lausche K 791 überragt einen am N-Fuße liegenden Verebnungsrest, den sogenannten Hickelstein mit 690 m nur um 100 m +, verdankt also seine dominierende Lage größtenteils der jungen Tektonik. Der Sandsteinkamm zwischen Lausche im O und Vogelherd im W mit durchaus über 670 m Höhe ist der am höchsten gehobene, aus Kreidesandstein bestehende Teil des Gebietes, in welchem die Verebnung 680—690 m erreicht.

N der schon erwähnten Gruppe des Schmiedsberges liegt in den den Limberg K 664 (Phonolithstiel 180 m +!) umgebenden Hochflächen die Verebnung in 460—480 m, besonders deutlich erhalten in dem völlig ebenen Rücken K 480 NW Limberg. Die Schotter II α p sind demnach als ursprünglich aus diesem Niveau stammender, sekundär in seine heutige Lage gelangter und dort erhaltener Rest zu deuten. Wie die Kartenskizze zeigt, entspricht dem Vorsprung der 460 m Isohypse beim Limberg eine gleiche Ausbiegung der 580 m Isohypse (immer in Bezug auf die ergänzte Verebnung) S des Hochwaldes. In dem Stücke zwischen Wache O Lausche und Brandhöhe K 594 NW Lückendorf erreichen die Verebnungsreste nur wenig mehr als 600 m, also nicht mehr den Betrag wie weiter im W

Zwischen Lückendorf und Freudenhöhe endlich folgt derjenige Abschnitt des aufgebogenen Teiles der Verebnung, welcher die geringste Höhe erreicht. Auffallende Reste sind das Sandsteingipfelplateau des Fuchsberges K 531, die mit einem kleinen Basaltstiel gekrönte Gipffläche des Raubschloßberges K 535. Die höchste Erhebung, hart am Rande gegen die Hinabbiegung nach N, ist hier der Pfaffenstein K 569. Der bereits zu Kämmen zerschnittene, ebenfalls von Eruptivgesteinen fast ganz freie Welsberg K 545 bietet an dem gegen NO gerichteten Kamme, welcher das Verbindungsstück gegen den Passer Kamm bildet, deutlich diskordant abgeschnittene, gegen SW unter ca. 15 Grad fallende Sandsteinbänke. Endlich fällt in die O-Fortsetzung dieses Abschnittes der Passer Kamm und Trögelsberg K 537, die die Verebnung nicht überragen.

Auf der ganzen Strecke vom Ziegenrücken K 712 bis zum Rabstein SW Trögelsberg folgt auf die, abschnittsweise von W nach O, 690, bzw. 630, bzw. 570 m erreichenden gehobenen Teile der Verebnung eine steile Hinabbiegung, die schon von Staff (14) S. 11—17 beschrieben wurde und außer am Ziegenrücken in der ganzen Erstreckung bis Spittelgrund schon im Kreidesandsteinanteil beginnt. Auf dem Passer Kamm — Trögelsberg — Rabstein beginnt die Hinabbiegung ungefähr mit der Grenze zwischen Sandstein und älteren Gesteinen. Daß die Sandsteinbedeckung ursprünglich weiter gereicht haben muß, wird NO vom Rabstein durch Blöcke von quarzitischem Kreidesandstein erwiesen, die weit hinab in der Schlucht NNO vom Jägerhaus Freudenhöhe zu finden sind.

Vom Rabstein endlich gegen SO bis zum Jeschken folgt jenseits der Sandsteingrenze des Jeschkenbruches keine Hinabbiegung, sondern die Höhen des eigentlichen Jeschkengebirges. Auf den O-Abschnitt des Gebietes mit „normaler“ (410 m) Höhlenlage der posteruptiven Verebnung folgt in NO- und O-Richtung, dem Jeschkengebirge vorgelagert, ebenfalls ein relativ gehobener, gegen NO und O ansteigender, aus Kreidesandstein mit spärlichen Eruptivstielen aufgebauter Abschnitt der Verebnung mit ähnlichem Betrage der tektonischen Neigung gegen SW und W (falls man von ebenfalls möglichen Staffelbrüchen oder -Flexuren absieht!), wie im gehobenen Teil weiter im NW.

Besonders charakteristische, durch jüngere Erosion wenig gestörte Verhältnisse trifft man S des Jeschkenbaches. Vgl. Profil 6. An die die Schotter II₇ u tragenden, schon erwähnten Verebnungen mit dem Silberstein K 509 als Stielhärtling schließt sich gegen O an der Straße Drausendorf-Oschitz, allmählich ansteigend, zunächst noch Schotter tragend, weiterhin aber von tiefem Jeschkenschutt bedeckt, eine ziemlich ebene Fläche an, die an der Straße Kriesdorf—Passek bei ca. 600 m die Bruchlinie überschreitet. Erst dann nimmt das Gefälle gegen den Jeschken

allmählich zu, ohne aber sehr bedeutend zu werden. Auch weiter gegen NW lassen sich ähnliche, aber durch jüngere Erosion stärker zerstörte NO.—SW-Profile beobachten, und zwar durch K 552 SO Bahnhof Kriesdorf (Profil 5), durch K 510 W der Scheuflerkoppe K 679 zur K 485 (Profil 4), S Schönbach durch K 520 zu K 499 (Profil 3), und N Schönbach durch K 590 zu K 487. Alle diese Profile haben das Gemeinsame, daß die allmählich gegen NO ansteigende, im Sandstein angelegte posteruptive Verebnungsfläche hinter der Schiefer-Sandsteingrenze, im Schiefer also, in einen etwas steileren, aber noch immer sehr sanften Fußhang übergeht, der zum Jeschkenkamme emporsteigt. Zwischen Pankratz und Seifersdorf ragen in den gehobenen Teil der Verebnung empor: Kirchberg S Pankratz mit kleinem Basaltstiel, ungefähr 470 m hoch, Fuchsberg K 487 W Schönbach, Lodeberg K 461 N Seifersdorf und K 485 N Kriesdorf, die letztere mit den Schottern II β s. Sollte es sich hier auch nur um Jeschkengebirgsschutt handeln, so beweist dieser doch den ursprünglichen ununterbrochenen Zusammenhang zum Fußhange des Jeschkengebirges. Besonders schöne, flache Verebnungsreste sind: die Hochfläche des Buchberges K 479 und O davon die Hochfläche mit K 499 (Profil 3).

Wir sehen also, daß das Jeschkengebirge sowohl gegen NW (Passer Kamm—Trögelsberg), als gegen SW von gehobenen Teilen der posteruptiven Verebnung umgeben ist. Der letzteren erst sind die Schieferberge des Jeschkengebirges mit sanften Hängen aufgesetzt. Dies läßt sich, besonders unter Rücksichtnahme auf die Beschaffenheit der Drausendorfer Schotter, nur so deuten, daß das Jeschkengebirge schon ursprünglich mit sanften Hügeln und Rücken die posteruptive Verebnung überragte. Erst eine jüngere tektonische Veränderung bezog einen Teil des ursprünglichen Vorlandes in die Hebung ein. Die Höhe des Jeschkenkammes entlang des SW-Randes des Gebirges sinkt vom Schwammberg bis zum Jeschken nirgends auf das Niveau der posteruptiven Verebnung, sodaß man eine geschlossene Wasserscheide auch auf diesem Grunde (der die petrographische Beschaffenheit der Schotter II γ bestätigt) annehmen muß. Im Innern des Jeschkengebirges bei Neuland und Christophsgrund sind aber, wie am SW-Hange SO Kriesdorfer Station (Vgl. Profil 5), bei 450—560 Meter ebenfalls Gefälleknick entwickelt, welche obere sanfte Hänge von steileren unteren scheiden, so daß man von NO her eine Zertalung des Gebirges schon zur Zeit der posteruptiven Verebnung annehmen kann.

Die nachträgliche Hebung nimmt, wie das Ansteigen des Gefälleknicks zwischen Verebnung und Fußhang entlang des SW-Randes des Jeschkengebirges von NW gegen SO beweist, in dieser Richtung mehr und mehr zu, die Gipfel des benachbarten Gebirgsteiles aber behalten annähernd dieselbe Höhe über dem

Ansatz der Verebnung. Dies geht aus folgender Reihe hervor: Großer Kalkberg und höchster Punkt des Sandsteins N Schön-
bach (Profil 3): $789 - 525 = 264$ m, Schwarzerberg und K 552
S der Station Kriesdorf (Profil 5): $816 - 552 = 264$ m, Ebene
am Jeschkensockel gegen den roten Stein und Straße Kriesdorf—
Passek (Profil 6): $850 - 600 = 250$ m. Die Höhenzunahme des
Jeschkenkammes entlang des Jeschkenbruches gegen SO ist also
eine Folge der jungen tektonischen Veränderungen, welche die
posteruptive Verebnung betroffen haben, die relative Höhen-
gleichheit über der posteruptiven Verebnung aber wohl die Folge
der Herausarbeitung der posteruptiven Oberfläche aus einer noch
älteren, wahrscheinlich oligozänen Fastebene. Ein Teil derselben
ist die Ebene zwischen rotem Stein K 841 und Jeschkengipfel
(Vgl. Profil 6). Der letztere aber ist ein ihr aufsitzender Här-
tling ($160\text{ m} +$). Die Gipfel der Eruptivstiele im Sandsteingebiet,
welche aus einer Landoberfläche, wie sie zur Zeit der Eruptionen
vorhanden war, herausgearbeitet wurden, unterscheiden sich in
ihrer Höhe relativ zur posteruptiven Verebnung von den ent-
sprechenden des Jeschkengebirges nicht derartig, daß man eine
nachträgliche Verstellung der Teile der Eruptionsoberfläche vor
der osteruptiven Verebnung annehmen müßte, wie dies z. B. im
Erzgebirge nach Machatschek (17) der Fall ist, ausgeschlossen ist
sie aber nicht. Nur handelt es sich hier eben um durchaus klei-
nere Verhältnisse.

Abgesehen aber von einer nicht erwiesenen älteren Bruch-
stufe ergibt sich für den SW-Hang des Jeschkengebirges eine
ähnliche, nach der posteruptiven Verebnung erfolgte, neuerliche
Heraushebung mit Einbeziehung von Teilen des Vorlandes, wie
am S-Abfalle des Erzgebirges nach Machatschek. Gleichzeitig
wurde die orographische Fortsetzung des Jeschkengebirges durch
Heraushebung von Teilen der posteruptiven Verebnung entlang
der Lausitzer Überschiebung NW vom Schwammberg geschaffen
(Trögelsberg, Passer Kamm, Kuppen bis zur Scharung von Pho-
nolithstielen S Zittau und die Scharung selbst) und dadurch die
Wasserscheide in NW-Richtung verlängert. Die offene Verbin-
dung zur Kreidezeit aus unserem Gebiet über die Lausitzer Über-
schiebung und den Jeschkenbruch nach N, NO und O, die Materi-
alzufuhr in umgekehrter Richtung zur Folge hatte, wurde also be-
reits vor der posteruptiven Verebnung durch das Jeschkengebirge
unterbrochen, weshalb im O-Abschnitt nur Jeschkenmaterial in
den Schottern II γ zu finden ist, während im mittleren und W-
Abschnitte von Niedergrund bis Rabstein noch Material ungehin-
dert über die Bruchlinie gelangen konnte (Schotter II α, β). End-
lich wurde nach der postbasaltischen Verebnung auch hier die
Zufuhr unterbrochen. Also fortdauernd gleiche Richtung der
Entwässerung bei von NO nach SW fortschreitender Köpfung
der Wasserläufe.

Bei dieser tektonischen Veränderung der posteruptiven Verebnung sind Einflüsse des älteren Baues unverkennbar. Einmal folgt die relative Hebung dem Jeschkenbruche und der Lausitzer Überschiebung von SO nach NW. Die Häufung von Basalt- und Phonolitdurchbrüchen in der Fortsetzung der Längsachse des böhmischen Mittelgebirges, in der Nähe der Lausitzer Überschiebung, sowohl SW (Scharung von Phonolitkuppen) als NO (Zittauer Becken) derselben, steht mit der Ausbildung von vorwiegend in dieser Achse sich erstreckenden Bruchsystemen und des Mittelgebirgsgrabens im Zusammenhang. Tektonische Höhenunterschiede wurden spätestens durch die posteruptive Verebnung ausgeglichen. Aber in der tektonischen Phase, welche diese Verebnung zerstückelt, zeigt sich wieder eine Beziehung zur Scharung der vulkanischen Kuppen im Kreidegebiet an der Kreuzungsstelle der Lausitzer Überschiebung mit dem Mittelgebirgsgraben und damit ein gewisses Wiederaufleben der älteren, nur mehr im inneren tektonischen Bau vorhandenen Brüche. Die 460 m - Isohypse der ergänzten posteruptiven Verebnung (siehe die Kartenskizze) umschlingt ungefähr die erwähnte Scharung von Phonolithkuppen vom W-Rande des Gebietes bis S Lückendorf. Es drängt sich der Gedanke auf, daß die zahlreichen Eruptivstiele NW und N der 460 m - Isohypse diesen Abschnitt versteift haben, sodaß er sich gegenüber den tektonischen Kräften anders als die südliche Nachbarschaft verhielt, d. i. etwa stärker gehoben wurde oder sich nicht so senken konnte. Die 580 m-Isohypse geht der 460 m-Isohypse parallel und schließt sich W Lückendorf sogar eng an die allerdings nur vermutete Fortsetzung des SO-Mittelgebirgsbruches zur Lausitzer Überschiebung an. (Vgl. Fritsch-Laube (95) — die Grenze des Großskalers Sandsteines gegen die Iserstufe und Scheumann (13) S. 640—641 — die Schwojka—Hochwald-Verwerfung). In diesem Stück wäre es zu einer Umkehrung der ursprünglichen Verwerfung gekommen, ebenso wie die Ausbildung einer steilen, nach N fallenden Flexur vom Ziegenrücken bis Spittelgrund eine Umkehrung der Lausitzer Überschiebung bedeutet.

Eine derartige posteruptive (= postbasaltische) Verebnung wurde von Staff—Raßmuß (11) und Staff (14) in der sächsischen Schweiz festgestellt. Machatschek (17) hat auf die mögliche Gleichalterigkeit dieser postbasaltischen Verebnung in der sächsischen Schweiz und im Mittelgebirge mit der Bildung von Terrassen in den Talstrecken oberhalb der unteren Stufe am S-Hange des Erzgebirges, welche in Verebnungen am Rande des Gebirges übergehen, die sich den Zwischenflächen asymptotisch nähern, und mit der Bildung von Verebnungen im Vorlande hingewiesen. (Vgl. Machatschek (17) S. 277, 287, 288.) Moscheles (20) hat dann auf Grund der ausgezeichneten geologischen Karten und Erläuterungen im Maßstab 1 : 25.000 von Hibsich und seinen

Mitarbeitern die postbasaltische Verebnung im Mittelgebirge genauer verfolgt und ihre Tektonik festgestellt. Die Höhenlage der Verebnung am O-Ende des böhmischen Mittelgebirges mit 400 m (Moscheles (20) S. 132) und die Vermutung einer Absenkung gegen das Leipziger Becken (S. 124) stimmt gut mit unseren Ergebnissen überein. Sedimente (Schotter) gibt Moscheles auf der Verebnung keine an, dagegen hat Kettner (11) bei Sloup und Klinec S Prag Fluß- oder Seeablagerungen festgestellt, welche bis 368 m emporreichen, und in welchen miozäne Pflanzen gefunden wurden. Diese Ablagerungen nehmen den jüngeren, sich an die heutige Moldau anschließenden Terrassen gegenüber eine ähnliche Lage ein, wie unsere Schotter II gegenüber jüngeren unseres Gebietes. Sie sind ähnlich wie diese unabhängig von gegenwärtigen Gewässern. Zudem führen sie bei Sloup Chalzedongerölle, die auffallender Weise auch bei uns (II a 1, m) wiederkehren. Das Eichelbergstadium Danzers (22) im mittleren Egergebiet, welches auf das „untere Plateau“ im Erzgebirge umgestaltend wirkt, (Danzner (22) S. 26 und 36) wäre ebenfalls hieher zu rechnen. Endlich käme noch nach Peter (23) der 175 m-Talboden im Falkenauer Becken in Betracht (Peter (23) S. 413 bis 415 und 419). Als wahrscheinliches Alter der posteruptiven (= postbasaltischen) Verebnung kommt nach dem Vergleich mit den genannten Gebieten das Obermiozän in Betracht. Exaktere Beweise hiefür lassen sich jedoch in unserem Gebiete nicht finden. Für die tektonische Zerstückelung endlich steht dann der Zeitraum vom Obermiozän bis zum Altquartär zur Verfügung.

In die tektonisch veränderte posteruptive Verebnungsfläche mit ihren Eruptivstielen ist nun ein System von meist seichten Erosionsfurchen eingesenkt, durch welches die heutigen größeren Bäche vorgebildet waren, und welches, wie sich bald ergeben wird, im Altglazial (zur Zeit der deutschen Hauptvereisung) fertiggestellt war. Die nach abermaliger Tieferlegung des Gewässernetzes zurückgebliebenen altglazialen Terrassen und kleinen Verebnungen tragen stellenweise die Schotter III a und γ und sind im SW und S des Gebietes am deutlichsten ausgebildet. Bachaufwärts nähern sie sich den heutigen Talböden. Die Terrassen mit den Schottern III a und γ sind gänzlich auf das Gebiet außerhalb der 460 m-Isohypse der posteruptiven Verebnung, also auf den 410 m-Anteil der letzteren beschränkt. Hier sind auch die Böschungen, welche zu den Eruptivstielen und Verebnungsresten emporführen, noch immer sehr sanft, der Höhenunterschied beträgt nur ca. 410—345 m (Vgl. die Schotter III a a—h) im W-Abschnitt und 410—355 (Schotter III γ !) im O-Abschnitt, also 50—70 m. Die Verebnungen und sanften Hänge sind über den jüngeren heutigen Tälern und ihnen zugeordneten Seitentälchen besonders eindrucksvoll zwischen Grüner Berg K 584 und Schmiedsberg K 458, in der Nähe der Vereinung

von Woberbach und Hammerbach entwickelt. Auf ihnen und ihrer Fortsetzung entlang des Zwittebaches liegen die Schotter III α a--d. Besonders der Teichberg K 343 dürfte als Eckflur angesehen werden können, welche von den Vorläufern des Hammer- und Woberbaches gebildet wurde. Weniger deutlich ausgeprägt sind die altglazialen Terrassen N Deutsch-Gabel an Jungfernbach (III α g) und Großhirndorfer Bach (III α h). III γ endlich liegt auf Terrassen, welche das linke Ufer des Jeschkenbaches in der Nähe des Silbersteins begleiten.

Wo die Bäche des W-Abschnittes (α) oder ihre Zuflüsse wie Woberbach, Friedrichsbach, Hammerbach, Jungfernbach und Großhirndorfer Bach die 460 m-Isohypse der posteruptiven Verebnung bachaufwärts überschreiten, sind die Eruptivstiele meist häufiger, und auch der Betrag des bewältigten Niveauunterschiedes gegen die posteruptive Verebnung ist gewachsen. Daher sind oft steilere Böschungen entwickelt und die altglazialen Terrassen sind nicht mehr gut kenntlich. Ähnlich ist es im obersten Teil des Jeschkenbaches (Abschnitt γ). Wie schon erwähnt, hatte für die altglaziale Schotteranhäufung auch des damals schon gegen das vereiste Gebiet abgeschlossenen W und O-Abschnittes die starke Bodenversetzung gewiß eine große Bedeutung. (S. 13.)

Ganz besondere Verhältnisse sind aber im mittleren Abschnitt (β) zur Ausbildung gekommen. Hier fehlen zahlreichere Eruptivstiele und die „Hebungszone“ der posteruptiven Verebnung wird bei Pankratz am schmalsten. Infolgedessen ward das Relief zur Altglazialzeit bereits gering und zwischen Deutsch-Gabel—Ringelshain und Johnsdorf—Hennersdorf blieben fast keine Verebnungsreste bestehen. Als das Inlandeis die Wasserscheide entlang der Bruchlinie erreichte, wurde sie an der tiefsten Stelle, das ist auch heute noch im Raume Niedergrund bis Jeschken bei der Freudenhöhe NO von Pankratz, von unter dem Eise unter Druck hervorquellenden Wassermassen überschritten und diese schütteten nun in das bis zur Altglazialzeit entstandene schwache Relief große Mengen von Glazialsand und Schutt, die Schotter III β . Die innere Struktur dieser Schotter (Vgl. S. 4) ist die der fluvioglazialen Bildungen des norddeutschen Flachlandes. Dies lehrte der augenscheinliche Vergleich mit fluvioglazialen Bildungen in Sachsen und Schlesien ebenso wie die Beschreibung dieser Vorkommnisse (Vgl. Wahnschaffe 09) S. 196--197 und Abbildung Beil. XIII, 2). Wie bei den Sanden des norddeutschen Flachlandes nimmt die Größe des Blockmaterials gegen die Ursprungsstelle bei Pankratz zu (Vgl. III β a, b, c) und es ist nördliches und nordisches Material beigemischt. Vgl. Woldstedt (22) S. 131. Auch die Mächtigkeit scheint gegen S abzunehmen. Allerdings lassen sich darüber keine bestimmten Anhaltspunkte gewinnen, denn die Bodenversetzung und Abspülung verwischte meist die Grenze der Glazialsande und Schotter gegen den unter-

lagernden Sandstein. Jedenfalls aber ist eine Mächtigkeit von über 30 m nur innerhalb einer durch jüngere Erosion abgesonderten Partie bei Pankratz III β a erwiesen. Die Sandr des norddeutschen Flachlandes wurden über Endmoränenwälle hinweg aufgeschüttet. Zu ihrem Aufschüttungszentrum führt von der Innenseite eine gegen außen aufsteigende seichte Furche, der eine Lücke des Walles entspricht. In unserem Falle spielt der wasserscheidende Rücken die Rolle der Endmoräne. Ein zuführende Furche ist noch nicht erwiesen, wohl aber eine Lücke in dem eisstauenden Wall, die vorerwähnte Kerbe NO Pankratz. Wenn man unter Sandr eine Anhäufung von Glazialschutt und -Sand durch dem Eisrande unter Druck entquellendes Wasser versteht (Woldstedt (23) und Jentzsch (22)), erscheint die Anwendung dieser Bezeichnung in unserem Falle berechtigt. Das verschüttete Relief ist wegen der unscharfen Grenze der Sande und Schotter III β gegen die Basis nicht mit Sicherheit erkennbar. Jedoch bietet das Vorkommnis ein ausgezeichnetes Hilfsmittel, die Bildungen III überhaupt als altglazial anzusehen, das ist als gleichzeitig mit der Hauptverbreitung des Inlandeises, als dieses bis an die Sudeten reichte. Denn die Bildungen III α und γ spielen morphologisch, wie man sich aus dem Vergleich der Höhenzahlen der Basis von III β mit denen von III α und γ überzeugen kann, genau dieselbe Rolle wie III β . Nur darf man nicht vergessen, daß im W-Abschnitt (α) die Mächtigkeit der Schotter überhaupt nicht in Betracht kommt. Man findet sie also nur auf tatsächlichen kleinen Verebnungen, welche die tiefste Lage im ehemaligen Relief hatten. Die Bildung III β dagegen hat durch ihre Mächtigkeit gewissermaßen auch die Flanken der seichten Erosionsfurchen erklimmen, welche sie damals ausgefüllt hat, und ihr heutiges, durch jüngere Erosion entblößtes Liegendes entspricht, nicht immer den genannten Verebnungen im W-Gebiet, sondern auch deren sanften Gehänge gegen Stiele und postbasaltische Verebnungsreste. Die oberen Teile der über 30 m mächtigen Schotter III β können erst recht bedeutend höher liegen als die Schotter III α . Zudem liegt III β im allgemeinen näher der Wasserscheide, als die Schotter III α , muß also schon an und für sich eine höhere Lage einnehmen. Ein weiterer Beweis für die Gleichalterigkeit kann erst im S des Gebietes durch den Nachweis der deutlichen Vereinigung der Terrassen beider Abschnitte erbracht werden. Andererseits ist das starke Fallen der Basiswerte der Schotter von Deutsch-Gabel (III β d 345 m) gegen S (III β e, f, g) einmal dadurch erklärbar, daß man hier tatsächlich schottertragende kleine Verebnungsreste, die hier im Mergel leichter möglich waren, vor sich hat, nicht schotterbedeckte ehemalige Talflanken, und außerdem liegt, wohl infolge des Aufbaues aus den erwähnten Kreidemergeln (S. 3), hier auch heute der tiefste Teil des Gebietes. Die

300 m Schichtenlinie reicht bei Deutsch-Gabel am weitesten gegen NO (siehe die Kartenskizze), es dürfte schon im Altglazial ähnlich gewesen sein.

Im Vorstehenden wird eine Reihe von Tatsachen mit Hilfe exogener Vorgänge erklärt. Bei so jungen Bildungen ist dies das Näherliegende. Gegen tektonische Veränderungen nach Ablagerung des Sandrs spricht auch das vollständige Fehlen tektonischer Spuren, sei es auch unbedeutender Sprünge, in den zahlreichen Aufschlüssen des Sandrs, trotzdem lockere Sande sonst sehr wohl im Stande sind, tektonische Veränderungen abzubilden.

Es muß noch erwähnt werden, daß die Wasserscheide zwischen Freudenhöhe und Niedergrund während der Hauptvereisung auch sonst, allerdings in ganz beschränktem Maße, von Schmelzwässern überschritten wurde. Siegert (97) bringt Kiese mit nordischem Material (d z) auf der Wasserscheide bei Lückendorf zur Darstellung, vereinzelte nordische Geschiebe ebendort und an anderen Orten der Wasserscheide. Ich fand einen völlig isolierten, ca. 100 + langen Lappen von Lehm mit Granitbrocken auf Quadersandstein, genau auf der Wasserscheide auf der Reichsgrenze, östlich bei Scheibelberg, K 492 der österr. Spezialkarte, welcher nur während der Hauptvereisung in diese beträchtliche Höhe gelangt sein kann. Auf der Siegert'schen Karte ist das Vorkommen nicht dargestellt.

Die Reste der altglazialen Landoberfläche sind häufig, wenn nicht mit entsprechenden Schottern des Niveaus III, mit herabgewandertem Schutt der tertiären Eruptivgesteine, seltener von widerstandsfähigeren Kreidegesteinen, oft aber von ehemals in höherem Niveau (II) gelegenen Schottern bedeckt und schon dadurch wird die Intensität der Bodenversetzung und Abspülung vor Beginn der neuerlichen Zerschneidung erwiesen, denn die Schuttbedeckung ist sichtlich durch die letztere mitbetroffen und gegenwärtig führt vielfach keine Fallinie mehr von der Ursprungsstelle des Schuttes zu seiner jetzigen Lage. Vgl. z. B. S. 8.

Nach der Hauptvereisung erfolgte eine neuerliche Belebung der Erosion. Die Tieferlegung der Bäche beträgt im Maximum am S-Rande des Gebietes 45 m. Der Betrag wird bachaufwärts geringer, die Verjüngung ist aber bis weit in das Quellgebiet hinauf zu verfolgen, wenn dort auch oft der jüngere und ältere Anteil der Gehänge nicht mit Sicherheit unterschieden werden kann. Durch diese jüngste Erosionsperiode wurden die altglazialen Terrassen zerschnitten und gleichzeitig kam es zu einer weiteren Verzweigung des Gewässernetzes. Es wurden zahlreiche Seitentäler und -tälchen neu angelegt. Entlang der größeren Bäche wurden dann durch seitliche Erosion nochmals kleine Verebnungen geschaffen, die den heutigen Talböden entsprechen. Hiemit war die Landschaft morphologisch fast fertiggestellt, nur wurde noch der Löß aufgeweht. Nach Analogie der Verhältnisse im

nahen Sachsen (Vgl. Pietzsch (15), bes. S. 52, Tabelle), kann man die Bildung der heutigen Talauen als mit in die Jungglazialzeit fallend ansehen. Der bei uns verhältnismäßig (im Vergleich zum Inneren von Böhmen) wenig mächtige Löß (darunter verstehe ich auch seine Umwandlungsprodukte in situ) liegt überall auf den Talböden, obwohl er häufig durch nachträgliches Mäandrieren der Bäche wieder unterschritten wurde. Nach Analogie der sächsischen Verhältnisse gehört er der zweiten Hälfte des Jungglazials an.

Besondere Beachtung verdienen die Verhältnisse im Jungfernbachtale, S Deutsch-Gabel. In der Beziehung des Talbodens zum Löß ließ sich kein Unterschied gegen die übrigen Bäche feststellen. Dagegen ist zwischen Talboden und altglazialer Terrasse zeitlich die Terrasse IV eingeschaltet, deren Liegendes nirgends aufgeschlossen ist. Es ist daher möglich, daß sie unter den heutigen Talboden hinabreicht, oder mit den heutigen Anschwemmungen auf gemeinsamer Basis ruht. Jedenfalls scheint sie vor der Lößbildung stark abgetragen und zerstückelt worden zu sein. Vgl. Profil 1, 2. Teil. Diese starke Unterbrechung würde weniger für eine Altersgleichheit mit der Mittelterrasse im Elbtal sprechen, die ursprünglich am wahrscheinlichsten erschien. (Vorläufige Mitteilung im „Lotos“, Bd. LXXI, 1923, S. 56. Die Tabelle Müllers (24) S. 275 stützt sich auf diese nunmehr stark in Zweifel gezogene erste Auffassung!) Der Bildung der Mittelterrasse im Elbtal soll die Lößbildung sofort nachgefolgt (Pietzsch (15), bes. S. 52) sein, was mit der obigen starken Unterbrechung zwischen IV und Löß nicht stimmt. Allerdings ist aus der mir zugänglichen Literatur die genauere Art der Auflagerung des Löß auf die Mittelterrasse im Elbtal nicht zu ermitteln. Die Profile, welche Pietzsch (15) S. 35 gibt, bieten mit unseren Verhältnissen, wo der Löß einseitig auf zerstückelte Reste der Bildung IV aufgeweht ist, wenig Analogie. Der heutige Talboden zeigt zwar, wie an anderen Bächen, stellenweise infolge Anpendelns der Bachschlingen nachträgliche Veränderung (Bildung von Prallstellen) des aufliegenden Löß, wie z. B. besonders eindrucksvoll die Nische S des Tolzbacher Meierhofes, die jetzt von der Bahn überquert wird, aber es läßt sich nicht mit Sicherheit sagen, daß seine Anlage jünger ist als die Lößbildung, daß also die Verhältnisse ähnlich sind, wie sie Pietzsch (15) S. 52 für das Weiseritztal bei Deuben beschrieben hat. Allerdings kann dies am Mangel an Aufschlüssen oder an nachträglicher Verschwemmung des Löß liegen. Jedenfalls aber ergibt sich die Möglichkeit, daß die Schotter IV eine zwischen Alt- und Jungglazial eingeschaltete, vielleicht nur lokale Bildung sind.

Bei allen diesen Erwägungen wurde sowohl Plateau- als Gehängelöß als einheitlich jungglazial im Anschluß an die Auffassung sächsischer Geologen angesehen. Im Gebiete wurde

nichts beobachtet, was gegen diese Auffassung spricht, jedoch wurden dieser Frage keine besonderen Untersuchungen gewidmet.

Für die Ausgestaltung der Landschaftsformen sind auch noch die S. 8—11 erwähnten, unserer Auffassung nach glazialen bodenversetzenden Vorgänge von Bedeutung. Nicht nur riesige Schutt- und Blockmassen und deren Verwitterungsprodukte gelangten dadurch weit weg von ihrem Ursprungsort auf fremden Untergrund, sondern es wurden auch im „Nährgebiet“ dieser Blockmassen Felspartien und Schroffen von ihrer Verwitterungshülle, härtere Partien von ihrer weniger widerstandsfähigen Hülle befreit. So z. B. wurden Eruptivstiele aus ihrer Sandsteinhülle gewiß zum großen Teil durch Mitwirkung des periglazialen Klimas herausgelöst.

Zu den Bildungen der jüngsten geologischen Vergangenheit des Gebietes gehören endlich noch die Moore. Die meisten liegen auf den heutigen Talböden. Die pollenanalytischen Untersuchungen von Rudolph und Firbas ergaben eine ausgezeichnete Bestätigung und Ergänzung der rein geologisch-morphologisch gewonnenen Ergebnisse. Zwei der Moore sind bereits in den Hochmooren des Erzgebirges, S. 120—122 und Tafel XVI, Diagramm 18, 19 (genauerer siehe Literaturverzeichnis!) behandelt. Von unten nach oben aufeinanderfolgende Moorproben ergaben durch die mikroskopische Prüfung auf ihren Pollengehalt den Beginn der Moorbildung mit einem fast ausschließlichen Vorherrschen der Kiefer und einer geringen Beteiligung von Birke und Weide. Darauf folgt die allmähliche Einwanderung von mehr wärmeliebenden Formen und die Herausbildung den heutigen ähnlicher Verhältnisse. Das Profil beginnt also mit noch deutlich unter dem Einfluß der letzten Glazialzeit stehenden Armut der Flora (Rud.-Firb. (23), S. 154), reicht also mindestens bis an das Ende der Jungglazialzeit zurück. Dies stimmt mit der Anschauung überein, daß die heutigen Talböden im Jungglazial fertig gebildet waren, denn die Moore liegen auf den heutigen Talböden. Ferner ist im ganzen Profil kein Raum für eine Lößperiode, wenn man nur annimmt, daß Löß nicht während einer Waldperiode gebildet worden sein kann. Übrigens wird dies auch dadurch bestätigt, daß Löß nirgends Zwischenlagen oder gar das Hangende der Moore bildet. Die Lößbildung kann nur vor dem Beginne des Profils stattgefunden haben, muß also spätestens spätjungglazial sein.

6. Bemerkungen zur Literatur.

Das Arbeitsgebiet betreffende geologische Spezialkarten und Erläuterungen.

Jokély (58). Das Blatt wurde wohl ausschließlich von Jokély aufgenommen. Als Text kann gelten: Jokély (59a und 62) bezüglich der älteren Bildungen, und (59b) S. 63—64 bezüglich der

Schotter (siehe dort!). Die geologischen Verhältnisse sind bereits im wesentlichen richtig dargestellt. Die für uns in Betracht kommenden Bildungen sind als „Sande und Schotter“ zusammengefaßt. (Vgl. auch Haidinger (59) S. 150.) So kommt es, daß Schotter verschiedenen Alters ein einheitliches Gebiet bilden. Im übrigen aber erkennt man, daß unsere Bildungen oft nicht übersehen wurden. Hie und da scheinen zerfallene Konglomerate getäuscht zu haben und sehr wohl entwickelte Schotterlager fehlen bisweilen ganz, was bei der großen Ausdehnung und Flüchtigkeit der Begehungen nicht verwunderlich ist.

Frič-Laube (95). Als topographische Grundlage diente die Karte des „Archivs für Landesdurchforschung von Böhmen“, I, Bd., Sektion I von Kořistka, im Maßstabe 1 : 200.000, für die geologischen Details einmal die alte handkolorierte Karte der geologischen Reichsanstalt, für das Arbeitsgebiet oben unter Jockély (58) erwähnt, und Begehungen, deren Ergebnis in verschiedenen Arbeiten des „Archivs“ niedergelegt ist. Für das Erzgebirge z. B. von Laube, aus dem Arbeitsgebiete die Arbeiten Fričs über die böhmische Kreide. Bezüglich der Schotter wird in den Erläuterungen auf Slavík (75 und 91) und Credner (75) verwiesen. Sie sind als Sande und Schotter = dil 2 zusammengefaßt. Der Form der ausgeschiedenen Gebiete nach zu urteilen, sind sie zum allergrößten Teil aus Jockély (58) übertragen und die Schwächen dieser Karte sind in einem durch den kleineren Maßstab bisweilen verstärkten Maße herübergenommen.

Das Arbeitsgebiet betreffende Literatur.

Jokély (59b). Daß den Diluvialsanden bei Friedland keine ähnlichen Bildungen in unserer Gegend entsprechen (S. 64) ist nicht zutreffend, sondern III β gehört hierher. Die Folgerungen, die auf Grund der Drifttheorie gezogen wurden, brauchen gegenwärtig wohl nicht mehr diskutiert werden. Der Löß (bzw. dessen Derivate) werden bereits als jüngstes Glied der Diluvialablagerungen erkannt.

Krejčí (65). In dem Berichte der Arbeit der geologischen Sektion im Jahre 1864 findet sich S. 55 eine kurze Bemerkung, welche, auf der Drifttheorie fußend, wohl zum erstenmal auf nordische Gesteine, „Flintstein“, hinweist.

Krejčí (67) S. 62 erwähnt Jeschkenschotter (Kieselschiefer, Aphanite und Kalksteine) bei Niemess, Leipä und Haida. Bei Haida gibt es nichts derartiges.

Credner (75). Diese Arbeit konnte ich mir leider nicht verschaffen, aber da sie vollständig auf dem Boden der Drifttheorie steht, dürfte sie nichts für die heutige Auffassung wesentliches enthalten. Vgl. Slavík (91) S. 232—233.

Slavík (75). Zu den drei Diluvialgebieten, die er behandelt, gehört auch „der östliche Flügel des nordböhmisches Sandstein-

gebirges“ Es werden bereits richtige Folgerungen über die Herkunft von Kieselschiefer, Grauwacken, Porphyren und Granit der Lausitz, von Feuerstein der norddeutschen Kreide gezogen. Ebenso erkennt er die Herkunft von Jeschkengeröllen, z. B. S. 111 für II₇. Nur für das Friedländer Gebiet steht er noch auf dem Standpunkt der Drifttheorie, für das Quadergebiet lehnt er wegen zu geringer Mächtigkeit der Schotter deren marine Herkunft ab. Er kommt zu dem richtigen Ergebnis einer jungen Hebung des Sandsteingebirges, aber merkwürdigerweise wird die Aufrichtung des Quaders entlang des Lausitzer Jeschkenbruches, die doch tektonisch das entgegengesetzte andeutet, als Mitbegründung angeführt. Da er die Morphologie nicht als Leitfaden für die Zusammengehörigkeit der Schotter benützt, zieht er Verschiedenalteriges zusammen. So kommt es, daß er (S. 111) auch für den Schmiedsberg (II a m) Jeschkenmaterial annimmt. Weniger verständlich ist, daß er dem Terrain am Fuße der Basalt- und Phonolithkuppen bei Zwickau und Haida (S. 112) ebenfalls Jeschkenmaterial zuschreibt.

Slavik (91). Hier ist eine Diskussion der Arbeiten Jokély (59 b), Slavik (75), Credner (75), Friedrich (75) und Credner (76). Die Drifttheorie ist nunmehr entgültig verlassen. Der größte Teil der Arbeit gilt den Ablagerungen bei Friedland—Grottau. Die Lehmdecke, welche nach S. 244 von einer Geschiebelehmdecke herrührt, kann auch Lößlehm sein und der Schluß S. 215, daß die Sande und Kiese interglazial sein müßten, hat nichts zwingendes. Im Abschnitt: „Die Diluvialablagerungen südlich vom Lausitzer Gebirge“ werden die Schotter unseres Gebietes behandelt. S. 246 werden die Ablagerungen bei Kunnersdorf (II a m und III a c?) fälschlich unter denen aufgezählt, die nur Jeschkenmaterial enthalten. Dagegen ist ihm die verschiedene Mächtigkeit der Schotter in den verschiedenen (W, mittlerer und O-) Abschnitten des Gebietes bereits aufgefallen. S. 247 kommt er für den W-Abschnitt zu dem Resultat: „Die Schotterdepositionen des Gebietes südlich vom Lausitzer Gebirge sind also einheimischen Ursprungs; ihre Lagerungsverhältnisse lassen sich nach dem Laufe der Gewässer ganz gut erklären.“ Wie wir gesehen haben, ist dies für das Niveau II a nicht richtig. Wenn Slavik S. 248 vom Schuttkegel bei Pankratz spricht, versteht er darunter etwas rein lokales, durch Abtragungsvorgänge bedingtes, nicht aber eine Sandrbildung, wie sie in der vorstehenden Arbeit aufgefaßt ist. Die Bedeutung der jüngeren Erosion ist nicht richtig erfaßt, wenn er S. 248 von einem Weitertragen der Geschiebe etwa durch den Jungfernbach spricht, wodurch das Material auf die Wasserscheide zwischen Jungfernbach und Johnsдорfer Bach gelangt sein soll. Es handelt sich vielmehr um eine später zerschnittene, einheitliche entstandene Decke.

Im allgemeinen kann man bezüglich der Arbeiten Slavíks sagen, daß er zwar im einzelnen manche richtige Folgerungen zog, aber wegen Ungenauigkeit der Beobachtungsdaten und des dem damaligen Stande der Wissenschaft entsprechenden Außerachtlassens morphologischer Gesichtspunkte konnte er zu keiner durchwegs richtigen Auffassung gelangen.

Siegert (97). Die Änderungen der Ansichten über die stratigraphische Zuweisung der Kreidesedimente zu besprechen, ist hier nicht der Ort. Die Annahme (S. 1, 2), daß der steile Abfall des Quadergebirges gegen das Zittauer Becken durch die größere Widerstandsfähigkeit des Quaders gegen die Abtragung verursacht wird, hat Staff (14) S. 12 abgelehnt. S. 33 erwähnt Siegert Einschlüsse von Nebengestein in Basalten und Phonolithen: „Die auf dem Quaderplateau lokal vorkommenden Brocken von Granitit, Quarz, Diorit, Diabas (diese beiden z. T. = Lamporphyr nach der neueren Auffassung!), Quarzit, Tonschiefer oder Kieseliefer“ werden als solche aus den Basalten und Phonolithen ausgewitterte Nebengesteinsbrocken angesehen. Daß auch verkieselte Kreidesandsteine vorhanden sind, habe ich S. 28 erwähnt und auf die wohl naheliegendste Möglichkeit der Abstammung von Schottern II *a* hingewiesen. Für diese Kreidegerölle erscheint die Annahme, daß sie aus dem Liegenden der Kreide stammen, ausgeschlossen. Wohl aber könnten sie analog den unter I beschriebenen Schottern als aus Eruptivgesteinen ausgewitterte, von oben stammende Gerölle angesehen werden. Diese Erklärung könnte aber aus verschiedenen Gründen nur einen Ausnahmefall vorstellen und es bleibt demnach die Vermutung der Herkunft aus Resten von II *a* die wahrscheinlichere. Ähnlich ist aber auch für die übrigen „Brocken“ eine Erklärung als Reste abgetragener Schotter der Stufe II *a* anzunehmen, wenn man nicht eine unwahrscheinliche Verwickeltheit der ganzen Frage voraussetzt. Leider ist über die Form dieser Brocken nichts näheres mitgeteilt. Jedenfalls aber zeigt Siegerts Bericht über diese spärlichen Reste, wie gründlich er beobachtet hat. Bezüglich der Lagerungsverhältnisse der Eruptivgesteine im Quadergebiet siehe unter Staff (14), diese Arbeit S. 56.

Zimmermann (03). Dem Autor scheinen nach S. schon Geschiebe in Tuffen oder Eruptivbrekzien aufgefallen zu sein. Bezüglich der Ablagerungen, die unserem II *a* entsprechen, erkennt er bereits die Herkunft des nördlichen Materials (S. 8), einen petrographischen Gegensatz gegen die Schotter des Polzengebietes (etwa unserem III *β* S. 30--34 entsprechend) und führt S. 9 an: Fuß des Schwojkaer Gebirges (= II *a* k ?) und des Leipaeer Spitzberges, Kamm zwischen Hutberg und Ortelsberg (= II *a* h). Röhrsdorfer Bahnhof — Luzengrund (= II *a* d) außer anderen, nicht in unser Arbeitsgebiet fallenden Ablagerungen. Es wird die Meinung ausgesprochen, daß es sich um umgelagerte Tertiärbil-

dungen handelt, da keinerlei noch bestehende Terrainverhältnisse, auch unter Berücksichtigung jüngerer Erosion, die Überschreitung der Wasserscheide entlang der Überschiebung erklären könnten (S. 8).

Zimmermann (06). Der Autor diskutiert die Widerstandsfähigkeit der Gesteine gegen Zerreibung (S. 23). Das Vorkommen von Jeschkengesteinen und nordischem Material in III α und IV entsprechenden Bildungen entlang des Polzenflusses wird festgestellt. Für III α bei Pankratz und Ringelshain wird an eine Zufuhr aus dem Friedland—Grottauer Gebiet gedacht. Aber auch Bildungen mit fast ausschließlichen Jeschkensteinen, unser II γ (und III γ ?), werden erwähnt (S. 24).

Zimmermann (11). Nach dem Vortragsbericht zu schließen, war dem Vortragenden II α b bereits bekannt.

Zimmermann (18). Wie die vorerwähnten Untersuchungen des Autors, bezieht sich auch diese mehr auf die Umgebung von Leipa, eine Gebiet, welches sich an unseres im S anschließt. Es wird die Möglichkeit der Entstehung der Bildung III β durch Herübergelangen des Materials über die Einsattlung beim Tröglberg während der Vereisung festgestellt (S. 167). Die angeführte Grenze für die Verbreitung nordischen Materials gegen O gilt jedoch nicht genau (Vgl. III β c; letzter Satz!). Falls in dieser abgetrennten Partie O von Hennersdorf auch kein nordisches Material auffindbar sein sollte, so hat dies bei der sonstigen Spärlichkeit dieser Gesteine keine Bedeutung. S. 169 werden Herkunftsmöglichkeiten der Gerölle richtig gewürdigt und S 170 bis 173 für II α entsprechenden Bildungen besondere Erwägungen mit Rücksicht auf deren petrographische Unterscheidbarkeit von Glazialterrassen des Polzengebietes angestellt, die in der richtigen Meinung gipfeln, daß die, die Wasserscheide gegen Sachsen bildenden Hochflächen untersucht werden müßten. Unter dem Kieslager unweit O des Bahnhofs Kunnersdorf S. 175 ist wohl der geröllführende Schlottuff Ia zu verstehen, welchen ich schon 1914 beschrieben habe.

Zusammenfassend muß anerkannt werden, daß Zimmermann zur Kenntnis der Schotterbildungen der engeren und weiteren Umgebung von Böhm.-Leipa viel beigetragen hat, und es wäre nur wünschenswert, daß solche Lokalbeobachter überall helfend eingreifen. Viel ließe sich auf diese Weise zum Beispiel durch systematische Ausbeute von Fossilagerstätten erreichen, da bei künstlichem Abbau solcher Aufschlüsse nur der in der Nähe wohnende oft und schnell genug zur Stelle sein kann.

Vortisch (14). Ich gab eine genaue Beschreibung der Vorkommnisse Ia und c und schloß unabhängig von Staff (dessen Arbeit mir erst nach dem Kriege bekannt wurde) auf jüngere Bewegungen entlang der Lausitzer Überschiebung. Bezüglich der

in einem beschränkten Gebiet um Zwickau vorhandenen Bildungen II α und III α kam ich schon damals zu einer im wesentlichen richtigen Gliederung und nahm für die Zeit der Bildung von II α eine offene Verbindung nach N an, die im Niveau III α aufgehört hatte.

Staff (14). Diese Arbeit gibt auf Grund einer geistvollen Zusammenfassung einer großen Zahl meist älterer, aus der Literatur geschöpfter Beobachtungen die geologisch-morphologische Geschichte eines Gebietes, welches weit über die Grenzen unseres Arbeitsgebietes hinausreicht, anderseits mit dem letzteren nur teilweise zusammenfällt. S. 11, 12 gelangt der Autor unabhängig vom Verfasser dieser Arbeit unter Ablehnung der Annahme Siegerts (97), daß das Quadergebirge der Abtragung besser widerstand als der Granit, zu einer jungen, der Lausitzer Überschiebung entgegengesetzten Dislokation am S-Rande des Zittauer Beckens. Es muß jedoch gesagt werden, daß Deduktionen, wie die Staffs, eine richtige Auffassung der geologischen Verhältnisse voraussetzen. Obwohl der Autor im letzterwähnten Falle zu einem richtigen Ergebnis kommt, ist diese Voraussetzung in dem Gebiete, welches die Arbeit Staffs mit der meinen gemeinsam hat, nicht durchaus gegeben. So ist die der Arbeit Siegerts (97) entstammende Annahme (S. 11, 12), daß die das Quadergebirge in der Nähe der Überschiebung überragenden Phonolitkuppen, wie Hochwald und Lausche, Deckenreste sind, nicht zutreffend. Vgl. meine Arbeit S. 36—38. Folglich ist auch die präbasaltische Auflagerungsfläche, von der Staff S. 11 bis 13 spricht, dort nicht mehr vorhanden und der Schluß unrichtig, daß das Denudationsniveau in postbasaltischer Zeit wieder dort lag, wo es in präbasaltischer Zeit gelegen war. (S. 14.) Obzwar im allgemeinen die Folgerung einer jungen Dislokation zutrifft, ist ihre Sprunghöhe dann höher zu bemessen, weil die präbasaltische Verebnungsfläche, wenn sie überhaupt in dem Gebiete einmal vorhanden war, mit 580 m Höhe zu gering veranschlagt ist. Gerade die durchgreifende Lagerung der erwähnten Eruptionskörper ist der Grund für diese Täuschung, denn in welchem Niveau auch eine postbasaltische Einebnung stattfand, stets mußten sie, wenn die Einebnung nicht zu weit vorgeschritten war, die Umgebung als widerstandsfähigere Massen überragen und daher bei Nichtbeachtung ihres inneren Baues den Eindruck von Deckenresten auf einer voreruptiven Verebnung machen. S. 29 bildet sich Staff in einer Kritik gegen Scheumann eine Vorstellung der Oberflächenverhältnisse zur Zeit der Eruptionen im Oligozän und sagt: „Von ihr (der Kreidescholle) herab flossen also die Niederschläge über den einst gehobenen, jetzt aber tiefer liegenden Granitflügel ins oligozäne Meer.“ Dies ist durch die von mir unter I beschriebenen Schotter zum Mindesten sehr in Frage gestellt.

Nowack (15). An dem in mein Arbeitsgebiet fallenden Teil der Exkursion nahm ich teil. Den Aufschluß im Tuffschlot bei der Station Kunnersdorf (Ia), auf Grund dessen Geröllführung ich zum Ergebnis junger Bewegungen an der Lausitzer Überschiebung gekommen war, zeigte ich den Teilnehmern der Exkursion und Prof. Grund äußerte sich, als wir auf der Lausche standen, bezüglich dieser Bewegungen beistimmend. Fig. 4, S. 29 des Exkursionsberichtes zeigt im Wesentlichen dasselbe, wie meine Fig. 1—3, S. 60 in meiner Arbeit 1914.

Zahálka (15) bringt Tab. (= Tafel) I, Obr. (= Fig.) 88 eine kleine tektonische, rein aus den Lagerungsverhältnissen erschlossene Skizze, die mit meinen Ergebnissen auffallend übereinstimmt. Laut Text bedeuten die Ziffern das Höchsthinaufreichen der Kreide an dem betreffenden Orte, die Ziffern in Klammern das ehemalige Hinaufreichen vor der Abtragung. Die Fortsetzung des Erzgebirgsbruches bis NW von Zwickau würde mit dem Beginne unserer S. 40 beschriebenen jungen Störung, auch dem Sinne nach, zusammenfallen. Eine S von Bürgstein gegen SO verlaufende Abzweigung ebenso mit einer, durch tiefer liegende, unserem Niveau II entsprechende Schotter des Spitzbergsockels bei Leipä erschließbaren Dislokation. Auch der Betrag für die erstere Störung von 140 m ist vom Standpunkte unserer Untersuchungen verständlich.

Zahálka (16). Der Autor erkennt S. 76 und Obr. (= Fig.) 28 Tab. I den Schlottuff (Ia) bei der Kunnersdorfer Station. Er findet darin: (Übersetzung!) „Hie und da glatte Kugeln grauen, quarzitischen oder weißen, grobkörnigen, kalkigen Sandsteins mit weißen Kaolinkörnchen bis 20 cm Durchmesser“, welche aus seiner Schicht IX d stammen sollen. Diese sind ein Teil der von mir beschriebenen Gerölle.

Dědina (17). Die Arbeit behandelt auch unser Gebiet mit Ausnahme des nördlichsten Teiles. In der geologischen Übersicht S. 5—29 stützt sich der Autor bezüglich der stratigraphischen Stellung der obersten Kreideschichten ausschließlich auf Zahálka, während die genauen paläontologischen Untersuchungen Anderts nicht berücksichtigt werden. Außer anderen Teilen der Kreidetafel hat der Autor auch die Morphologie des Isergebietes studiert, und findet nun für das „Zwickauer Hügelland“ Anhaltspunkte für eine Parallelisierung. Für das „Zwickauer Hügelland“ gibt er folgende Abtragungsniveaus an, die von ihm mit römischen Ziffern bezeichnet werden (S. 35—36) 1 ca. 500 m: Gipfel des Spitzberges b. Hennersdorf K 497 und des Silbersteins b. Seifersdorf K 508, Fuchsberg K 534 und weitere Gipfel an der Lausitzer Überschiebung. 2: Hochfläche des Slawitschek 465 m, Gipfel des Balleberges K 454 und Schmiedeberges K 458. 3: Stolleberg bei Zwickau K 432 (vom Autor als Stolová hora und K 426 bezeichnet?). 4: Die Wasserscheiden bei Rodowitz unweit

Haida 380—390 m, die von größeren, mit Aufschüttungen bedeckten Flächen herrühren. 5: Bei Zwickau keine Höhenpunkte erwähnt. 6: (S. 41) Wasserscheide zwischen Kleisbach und Zwittebach 340 m. 7: Soll sich eng an die heutigen Täler anschließen. Während 1—5 soll das Gebiet im Pliozän und Altdiluvium durch das Pardubitzer Becken zum Mittelmeer entwässert worden sein, erst im Jungdiluvium erfolgte zur Zeit der Bildung von 6 und 7 eine Verjüngung des Reliefs und die Ausbildung des jetzigen Gewässernetzes (S. 42—43). Dědina nennt seine Ergebnisse für unser Gebiet selbst theoretisch. Seine über die gesamte Kreidetafel ausgedehnten Untersuchungen lassen sich natürlich vom Standpunkt unseres beschränkten Gebietes nicht angreifen. Derartige allgemeine Ergebnisse werden aber gewiß nur auf Grund gründlicher Detailuntersuchungen zu erreichen sein. Schon an und für sich ist es unwahrscheinlich, daß in einem Gebiet mit so geringer Reliefenergie wie das unsere 7 Terrassensysteme erkennbar sein sollten. Besonders auf Grund von Kartenstudien ist dies nicht erreichbar, da die österreichischen Aufnahmen wegen großer Überlastung der Mappeure wenigstens in unseren Gegenden stark schematisiert sind, wobei natürlich morphologisch-genetische Gesichtspunkte nicht in Frage kamen. Außerdem stört der schon erwähnte Stufenbau der Landschaft, so daß als leitend vor allem die gründliche Verfolgung der Schotterbildungen in der Natur angestrebt werden muß. Es finden sich meist keine Anhaltspunkte dafür, daß in unserem Gebiet den angeführten Gruppen von Gipfelhöhen gewisse Abtragungsphasen entsprechen sollten. Falls Gipfelhöhen um gewisse mittlere Höhen gehäuft sein sollten, so kann, da es sich um vulkanische Stiele handelt, manche andere Ursache, z. B. Seriencharakter der Eruptionen in Frage kommen. Im übrigen wird natürlich eine Morphologie, die bis auf spärliche Kuppen zerstört ist, kaum rekonstruierbar sein. Die von Dědina zu 1 gestellten Punkte K 508 und K 497 sind die posteruptive Verebnung, welche dort in etwa 400 m Höhe liegt, überragende Gipfel, während Fuchsberg K 534 usw. nahezu in diese Verebnung fallen. Für die von Dědina zu 2 und 3 gestellten Gipfel (K 454, K 458, K 432) gilt das oben über gleiche Gipfelhöhe gesagte. Sie überragen wegen ihrer Widerstandsfähigkeit die posteruptive Verebnung von 400 m Höhe. Die ersten beiden bestehen aus kompaktem Eruptivgestein, sind daher höher als der größtenteils aus Tuff bestehende Stolleberg K 432 (Dědina K 426!). Gerade die in der Umgebung dieser Koten deutlich ausgesprochene und mit charakteristischen Schottern bestreute posteruptive Verebnung (unser IIa!) ist bei Dědina nicht erwähnt. In dieses bereits etwas gesenkte Niveau gehört das von Dědina zu 4 gestellte wasserscheidende Plateau von Rodowitz bei Haida (vermutlich IIa j!) Also gehören von Dědina zu 1 (Fuchsberg K 534) und

4 gestellte Höhen fast in ein und dieselbe posteruptive Verebnung! Einer Wasserscheide zwischen Kleisbach und Zwittebach (Dědina 6) in 340 m Höhe käme auf Grund von III a—c eher ein altdiluviales Alter zu.

Zepnik (22). In der hauptsächlich anderen Zielen gewidmeten Arbeit gibt der Autor eine physiogeographische Übersicht. S. 8 heißt es: „Die Hochflächen von Haida bis Deutsch-Gabel neigen sich unmerklich von 380—360 m gegen das Leipziger Becken zu 300—270 m. In dem Zuge dieser altdiluvialen Verebnungs- und Aufschüttungsflächen usw.“ Wie aus meiner Arbeit hervorgeht, sind diese Flächen verschiedenalterig und zum Teil gestört.

Sonstige, für die behandelten Fragen in Betracht kommende Literatur.

Kurtz (15). Diese Arbeit wird hier deswegen erwähnt, weil Schotterbildungen nach einer ähnlichen Methode, wie in meiner Arbeit behandelt werden. Es wurden von großen Teilen Deutschlands Sammlungen charakteristischer Gesteine zum Vergleich mit fossilen Schottern angelegt, um so Anhaltspunkte für die Herkunft der letzteren zu gewinnen. Als besonders geeignet werden die Porphyre angesehen und es wird empfohlen, in den Quellbächen des Oberlaufes der Flüsse zu sammeln, da dort schon eine geeignete Auslese sattgefunden hat.

Bräuhäuser (18). In der Arbeit werden Vorkommnisse ähnlich den von mir unter I beschriebenen behandelt. Sie betrifft ein Gebiet, das schon lange im Mittelpunkt des wissenschaftlichen Interesses steht, weshalb die Gerölle in Albtuffen schon seit vielen Jahren bekannt sind. Da oberflächlich anstehende Gesteine, z. B. Malmkalke, in gerundeter Form nicht vorhanden sind, werden die Gerölle von einer mit Schottern gefüllten Rotliegendensenke im Liegenden der mesozoischen Schichten abgeleitet. Daß diese Erklärung für unser Gebiet nicht zutrifft, habe ich bereits S. 21 erläutert. Die Abstammung von Schottern, welche zur Zeit der Eruptionen an der Tagesoberfläche gelegen sind, wird in der sonst so ausführlichen Arbeit jedoch gar nicht in Erwägung gezogen. Daß Malmkalke etc. nicht unter den Geröllen sind, wäre kein absoluter Gegenbeweis, da ja möglicherweise auf einer alten Rumpffläche nicht gerade Gelegenheit zur Aufnahme derartigen Schuttes sein müßte. Zudem ist das Abwärtswandern von Bruchstücken in Schloten bekannt. Vgl. Kayser (21) S. 627—629. Die Erklärung des Autors soll damit natürlich nicht in Zweifel gezogen werden.

Moscheles (20). Die Autorin spricht S. 140 von einer: „fast flächenhaften Ausbreitung der Ablagerungen (des Elbeflusses!) über Talboden und Gehänge.“ Da kein Kriterium für die primäre

Natur dieser fluviatilen Bildungen angegeben wird, ist es sehr leicht möglich, daß dieser scheinbar primäre Überzug der Gehänge mit Flußablagerungen eine Wirkung der Abspülung und Bodenversetzung ist. (Vgl. diese Arbeit Kapitel 2.) S. 135 heißt es: „Die steilen, mit 30° bis 35° gegen die Horizontale geneigten Bergflanken sind von einem graubraunen Sande bedeckt, der etwas unter dem Gipfel des (Deblik) Berges bei 440 m beginnt und bei 340 m in den Hochterrassensand übergeht.“ Auch hier kann es sich um umgelagertes Material handeln, wenn keine Merkmale für primäre Beschaffenheit auffindbar sind. Andererseits gibt die Autorin S. 138 von Ablagerungen in 330—340 m Höhe Schrägschichtung an. Wenn es sich um echte Schrägschichtung, nicht um Gehängeschichtung handelt, so ist nicht einzusehen, daß es sich nicht um Aufschüttung handelt. Diese wird anscheinend S. 135 für das in Rede stehende Niveau mit der Bemerkung in Frage gestellt, wo es heißt: „Reakkumulationsterrassen sind auf die heutige Talaua beschränkt.“

Müller (23) S. 130 [8] sagt der Autor von angeblich in Schlottuffen steckenden Gesteinen aus dem Liegenden der Kreide: „Diese Zeugen der Tiefe sind immer abgerundet. Ihre geröllartige Form hat verschiedene Ursachen.“ Nur im beschränkten Maße rühren sie nach Müller von durchschlagenen Kreidekonglomeraten her. In der Regel seien sie bei der Eruptionsförderung „abgekantet und rund gerieben, oder sind sie durch teilweises Einschmelzen kugelig geworden.“ Falls es sich um eine der Wasserrundung vergleichbare Form handelt, halte ich es für unwahrscheinlich, daß diese durch einen so heterogenen Prozeß wie die Eruptionsförderung nachgeahmt werden sollte.

In den mir bekannten Schlottuffen sind eckige Gesteins-trümmer, die bestimmt aus dem Liegenden der Kreide oder aus der Kreide selbst stammen, stets gut unterschieden von Geröllen. Von einer geröllartigen Form der ersteren, selbst bei weichen Kreidemergeln und Tönen, war nichts zu sehen. Gänzlich ausgeschlossen erscheint aber das Heranziehen von Schmelzwirkungen. Einschlüsse von Nebengestein (Granite, Gneise) im Hauynophyr vom Keilberg sind nach Stark (24) S. 288 meist scharf begrenzt. Selten ist eine Assimilationszone bemerkbar, die jedoch nie 1 mm an Breite übersteigt. Wenn die Einschlüsse auch durch Zerspringen und Aufschmelzung zerstückt werden können (l. c. S. 287), entstehen doch nirgends Umrisse, die mit wasserge-rundeten Geröllen verwechselt werden können. Umso weniger kann dies im Tuff der Fall sein, in dem doch sicher eine viel weniger intensive Hitzewirkung stattfand.

Müller (24). Bezüglich der Tabelle S. 275 ist, wie S. 50 meiner Arbeit schon erwähnt, zu beachten, daß sich zwischen unsere Terrasse IV und die Lößbildung aller Wahrscheinlichkeit nach eine Abtragungsphase einschaltet, somit der Abstand der beiden

Bildungen größer ist, als zwischen Mittelterrasse und Löß im Elbtal. Wenn der Löß an beiden Orten als gleichalterig angenommen würde, käme man auf ein höheres Alter der Terrasse IV, als das der Mittelterrasse im Elbtal. Zwingend ist auch dieser Schluß nicht, denn es kann im Elbtal die zeitliche Lücke der Abtragung zwischen Löß und Terrasse IV durch weitere Ablagerung der Mittelterrasse bis zum Beginn der Lößbildung ausgefüllt sein.

Literaturverzeichnis.

- Andersson, 1906. Solifluction, a compound of subaërial Denudation. *Journal of Geology* XIV, S. 91.
- Andersson, 1907. Contribution to the Geology of Falkland Islands. *Wissensch. Ergebnisse d. Schwed. Südpolarexpedition 1901—1903*. Stockholm.
- Andert, 1911. Die Jnoceramen des Kreibitz-Zittauer Sandsteingebirges. *Festschrift des Humboldtvereines zur Feier seines fünfzigjährigen Bestehens am 22. Okt. 1911*. Max Weg, Leipzig.
- Beger, 1914. *Geologischer Führer durch die Lausitz*. Sammlung geol. Führer XX, Borntraeger, Berlin.
- Bräuhäuser, 1918. Die Herkunft der kristallinen Grundgebirgs-Gerölle in den Basalttuffen der schwäbischen Alb. *Jahresbericht d. Vaterl. Ver. f. Naturkunde in Württemberg* LXXIV, S. 212—274.
- Cloos, 1922. Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Borntraeger, Berlin.
- Cloos, 1923. Das Batholithenproblem. *Fortschr. d. Geol. u. Pal. v. Prof. Soergel, Thüringen*, H. 1., Borntraeger, Berlin.
- Credner, 1875. Nordisches Diluvium in Böhmen. *Sitzber. Naturforsch. Ges. Leipzig* Nr. 6.
- Credner, 1876. Die Küstenfacies des Diluviums in der sächsischen Lausitz. *Zeitschrift d. deutsch. geol. Ges.* 1876, p. 133.
- Credner, 1908. Geologische Übersichtskarte des Königreiches Sachsen im Maßstab 1:250.000, Leipzig.
- Danzer, 1922. Morphologische Studien im mittleren Egergebiet zwischen dem Karlsbad-Falkenauer und dem Komotau-Teplitzer Tertiärbecken. *Arbeiten d. geogr. Inst. d. Deutsch. Univ. in Prag. Neue Folge*, H. 3, S. 13—48.
- Dědina, 1917. Příspěvek k poznání morfologického vývoje české tabule křídové III. Rozpravy české akademie císaře Františka Josefa pro vědy, slovesnost a umění. Ročník XXVI, Třída II, Číslo 25. (Beitrag zur Kenntnis der morphologischen Entwicklung der böhmischen Kreidetafel III. — Mitteilungen der tschechischen Kaiser-Franz-Josefs-Akademie der Wissenschaften und Künste, Jahrgang XXVI, Kl. II, Nummer 25.)
- Frič, 1869. Petrefakten aus d. körn. Klk. bei Pankrac. — *Archiv f. naturw. Landesdurchf. v. Böhmen*, I. Bd., Arb. d. geol. Sektion. II, S. 257—259.
- Frič-Laube, 1895. Geologische Karte von Böhmen, Sektion II, Umgebung v. Teplitz bis Reichenberg, mit Erläuterung S. 1—36, *Archiv f. d. naturw. Landesdurchforschung von Böhmen*, X. Bd., Nr. 1, Řivnač, Prag.
- Friedrich, 1875. Die Bildungen der Quartär- und Glazialbildungen mit besonderer Rücksicht auf die südliche Lausitz und deren Grenzlandschaften. — Zittau.
- Götzinger, 1907. Beiträge zur Entstehung der Bergrückenformen. — *Geogr. Abhdlg.* IX, 1. Leipzig 1907 (Teubner).

- Gränzer, 1905. Der Reichenberger Bezirk, seine senkrechte Bodengestaltung und seine geol. Verhältnisse. Mit geol. Karte. — Heimatkunde d. Reichenberger Bezirks v. Ressel. — Sonderabdruck, Verl. Rud. Richter, Reichenberg.
- Gürich, 1890. Geologische Übersichtskarte von Schlesien nebst Erläuterungen, 1:400.000. — Breslau, Kern's Verlag.
- Haidinger, 1859. Sitzungsberichte vom 22. November 1859. — Vhdlg. geol. R. in Wien f. 1859, S. 137—180.
- Herrmann u. Beck, 1897. Geol. Spezialkarte d. Königr. Sachsen 1:25.000 nebst Erl. Bl. 86. Sektion Hinterhermsdorf-Daubitz. — Leipzig, Engelmann.
- Högbom, 1914. Über die geologische Bedeutung des Frestes. — Bull. of the Geol. Inst. of Upsala Vol. XII, S. 258—389.
- Jentzsch, 1922. Der Wasserhaushalt des Inlandeises. — Geol. Rundschau XII, S. 309—314.
- Jokély, 1858. Handkolorierte geol. Spezial-Karte von Böhmen der geol. Reichsanstalt 1:144.000. — Nr. 3, Umgebung von Reichenberg, auch Böhm.-Leipa genannt.
- Jokély, 1859a. Der nordwestliche Teil des Riesengebirges und das Gebirge von Rumburg-Hainspach. Jahrb. d. geol. R. in Wien 1859, S. 365—398.
- Jokély, 1859b. Über die Verbreitung d. Kreide, Tertiär- und Diluvialablagerungen im nördl. Teile des Leitmeritzer-Bunzlauer Kreises. — Jahrb. d. geol. R. in Wien, Sitzber. p. 60.
- Jokély, 1862. Die Quader- und Pläner-Ablagerungen des Bunzlauer Kreises in Böhmen. — Jahrb. d. geol. R. in Wien, XII. Bd. 1861—62, 3. H. S. 367
- Katzer, 1902. Geologie von Böhmen. — II. Ausgabe. — Taussig, Prag.
- Kayser, 1921. Lehrb. d. Geolog., 4 Bde. — I. Bd. Allg. Geol. 1. Teil, 6. Aufl., Enke, Stuttgart.
- Kettner, 1911. O uložení třetihorních štrků a jílů u Sloupu a Klinec ve střed. Čechách. — (Die tertiären Schotter und Tonablagerungen bei Sloup und Klinec in Mittelböhmen.) Věstník Král. České Spol. nauk v Praze 1911, XXV.
- Kossmat, 1916. Übersicht der Geologie von Sachsen. Leipzig, Finanzministerium.
- Krejčí, 1869. Vorbemerkungen und Studien im Gebiete der böhmischen Kreideformation. I. Allgemeine und orographische Verhältnisse, sowie Gliederungen der böhm. Kreideformation. — Archiv f. Landesdurchf. I. Bd., Sektion II, Arbeiten d. geol. Sektion i. d. J. 1864—1868, S. 1—179.
- Krejčí, 1865. Erster Jahresbericht über die Wirksamkeit der beiden Komitees für die naturwissenschaftliche Durchforschung von Böhmen im Jahre 1864. — 2. Bericht der Sektion für Geologie, S. 51—57 Rziwnatz, Prag.
- Krejčí, 1867. Zweiter Jahresbericht über die Wirksamkeit der beiden Komitees f. d. naturw. Durchforschung v. Böhmen i. J. 1865 und 1866. III. Bericht der Sektion für Geologie S. 27—66, Řivnač, Prag.
- Kurtz, 1915. Die Wanderungen der mittleren Elbe bis zum Harz vor dem Rande des Inlandeises. — Zeitschr. D. G. Ges., A. S. 231.
- Lepsius, 1894—1897. Geologische Karte des deutschen Reiches in 27 Blättern im Maßstabe 1:500.000, Sektion 20. Görlitz. Perthes, Gotha.
- Lepsius, 1910. Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. II. Teil: Das nördliche und östliche Deutschland. — Leipzig Berlin Engelmann.
- Lepsius, 1913. Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. III. Teil, 1. Lfg. Schlesien und d. Sudeten. — Leipzig Berlin Engelmann.
- Lozinski, 1911. Die periglaziale Fazies der mechanischen Verwitterung. Naturw. Wochenschr. 8, X, 1911, S. 641.

- Machatschek, 1917. Morphologie der Südadbachung des böhmischen Erzgebirges. Mitt. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien, LX, H. 5, S. 235–288.
- Moscheles, 1920. Das böhmische Mittelgebirge. Zeitschr. d. Ges. f. Erdk. zu Berlin, 1920, S. 24–59 u. S. 117–146.
- Müller, 1923. Der geol. Aufbau des Daubaer Grünlandes. Sbornik státního geolog. ústavu československé Republiky Sv. III. (Jahrb. d. geol. Staatsanstalt d. tschechosl. Rep., Bd. III.)
- Müller, 1924. Geologische Sektion Niemes–Roll des topographischen Planes 3753/2 (Kartenbl. Böhm. Leipa–Dauba). Karte, Erläuterungen und 8 Abbildungen. Sbornik st. g. ust. čsl. R. Svazek IV (Jahrb. d. geol. Staatsanstalt d. tschechosl. Rep., Bd. IV.)
- Nowack, 1915. Die Exkursion des Prager geogr. Institutes nach Nordböhmen. Geogr. Inst. d. k. k. D. U. Prag, „Lotos“ LXIII, H. 4.
- Passarge, 1920. Die Grundlagen der Landschaftskunde, III. Bd., d. Oberflächen-gestaltung d. Erde. Hamburg 1920.
- Peter, 1923. Geologisch-morphologische Studien über das Falkenauer Tertiär-Becken. „Lotos“, LXXI, S. 379–420.
- Pietzsch, 1909. Die geologischen Verhältnisse der Oberlausitz zwischen Görlitz, Weißenberg und Niesky. Zeitschr. D. Geol. Ges. LXI, A. S. 35.
- Pietzsch, 1915. Der pflanzenführende Glazialton von Luga bei Dresden und die Gliederung des Elbtaldiluviums. Sitzungsber. d. Naturf.-Ges. in Leipzig, Bd. XLII, S. 21–53.
- Richter Rud. u. E., 1923. Eine kambrische Fauna im Niederschl. Schiefergebirge Ctbl. f. Min. G. u. Pal. 1923, Nr. 23, S. 730.
- Rosenbusch-Osann, 1923. Elemente der Gesteinslehre. IV Aufl. Schweizerbart, Stuttgart.
- Rudolph-Firbas, 1923. Die Hochmoore des Erzgebirges. (Paläofloristische und stratigraphische Untersuchung böhmischer Moore.) Beihefte z. Botan. Centralblatt, Bd. XLI, Abtlg. II, H. 1/2.
- Salomon, 1917. Die Bedeutung der Solifluktion für die Erklärung deutscher Landschafts- und Bodenreformen. Geol. Rundschau VII, S. 30.
- Sapper, 1913. Erdfließen und Strukturboden polaren Gebieten. Geol. Rundschau IV S. 103–115.
- Scheumann, 1913. Petrogr. Unters. an Gest. des Polzengebietes in Nordböhmen insbes. über d. Spaltungsserie der Polzenit-Trachydoterit-Phonolithreihe. Abh. d. math.-phys. Klasse d. königl. sächs. Ges. d. Wiss. XXXII. Bd., Nr. VII.
- Schiller, 1924. Ueber Schichten-Zusammensinken in Patagonien infolge von Unterwaschungen. Ein Beitrag zur Frage der abflußlosen Becken. Geolog. Rundschau XV, S. 215.
- Siegert, 1897. Geol. Spezialkarte des Königr. Sachsen. Sektion Zittau–Oybin Lausche, Blatt 107, nebst Erläuterungen.
- Slavík, 1875. Ueber die Diluvialgerölle der Umgeb. von Friedland, Gabel und Böhm.-Leipa — Sitzber. d. königl. böhm. Ges. d. Wiss. S. 105–120.
- Slavík, 1891. Die Ablagerungen der Glazialperiode und ihre Verbreitung in Nordböhmen. Sitzber. d. königl. böhm. Ges. d. Wiss. S. 231–249.
- Staff, 1914. Geomorphogenie und Tektonik des Gebietes der Lausitzer Ueber-schiebung. — Geol. u. pal. Abh. Neue Folge. Bd. XIII, H. 2, Jena.
- Staff u. Rassmuss, 1911. Zur Morphogenie der sächsischen Schweiz. — Geol. Rundschau 1911, II. Bd., S. 373–381.
- Stark, 1924. Hauynophyr vom Keilberg, „Lotos“, Band LXXII, S. 281–292.
- Vortisch, 1913. Geolog. Untersuchungen in der Umgebung von Zwickau in Böhmen. „Lotos“, Naturw. Zeitschrift, Bd. 61, 1913, S. 144–146.

- Vortisch, 1914. Tuffschlotte und Diluvialablagerungen in der Gegend von Zwickau in Nordböhmen. Verh. geol. R. in Wien 1914, Nr. 2, S. 56—63.
- Wahnschaffe, 1909. Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes, 3. Aufl. Engelhorn, Stuttgart.
- Woldstedt, 1922. Studien an Rinnen und Sanderflächen. Mit Diskussion von Gagel, Wolff, Wirth. — Zeitschr. D. Geol. Ges. LXXIV, Nr. 5—7, S. 130. B. Monatsber.
- Woldstedt, 1923. Der Wasserhaushalt des Inlandeises. — Geol. Ru. XIV S. 3.
- Zahálka, 1914—1915. Útvar křídový v českém Středohoří (Kreideablagerungen im böhm. Mittelgebirge) I. T. Text, II. T. Atlas. — Im Selbstverlage des Autors, Raudnitz.
- Zahálka, 1916. Severočeský útvar křídový z Rudohoří až pod Ještěd. (Nordböhmisches Kreideablagerungen vom Erzgebirge bis unter den Jeschken). — Im Selbstverlage des Autors, Raudnitz.
- Zepnick, 1922. Siedlungsgeographische Studien im nördlichsten Böhmen. — Arbeiten d. geogr. Inst. d. D. U. in Prag, Neue Folge, H. 2.
- Zimmermann, 1903. Diluviale Ablagerungen in der Umgebung von Leipa. — Mitt. d. Nordböh. Exkursionsklubs 1903, H. 4, XXVI.
- Zimmermann, 1906. Geol. Streifzüge zwischen Mittelgebirge und Jeschken. Mitt. d. Nordböh. Exkl. 1906, H. 4, XXIX, S. 321—356.
- Zimmermann, 1911, Vortrag in Zwickau. Referat: Mitt. d. Nordböh. Exkl. 1911, H. 4, XXXIV, S. 291.
- Zimmermann, 1915. Eiszeitliche Spuren im Polzengelände. — Mitt. d. Ver. f. Heimatf. u. Wanderpflege (vorm. Nordböh. Exkl.) XLI, 4, S. 159—180.
-

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Vorwort	1—2
1. Begrenzung und geologische Uebersicht des Arbeitsgebietes	2—3
Grenzen S. 2, die Stufen der Kreideformation, tektonischer Bau der Kreide S. 2—3.	
2. Allgemeines über Schotter und Schuttbildungen des Gebietes	4—15
Kreuzschichtung der Schotter und Sande S. 4—5, petrographische Zusammensetzung, Reibungsauslese und Form der größeren Bestandteile S. 5—6, Umlagerungsprodukte und -Vorgänge S. 6—7, Pseudoschichtung S. 7—8, Schutt auf fremder Unterlage, Schuttfeld SO vom Kleis K. 755 und dessen Entstehung S. 8—9, weitere Beispiele toter Schuttmassen im W-Abschnitte des Gebietes S. 9—10, Jeschkengebirgsschutt am SW-Hang des Jeschkengebirges S. 10—11, Literaturausblick und Ergebnisse S. 11, gegenwärtige Bodenversetzung S. 11 bis 12, besondere Produkte der Bodenversetzung S. 12, Verwitterungsauslese der Schotter S. 12—13, Einfluß der Bodenversetzung auf die diluviale Aufschotterung S. 13—14, Einfluß der Abtragung auf die heutige Lage der Schotter S. 14—15.	
3. Uebersicht über die Herkunftsgebiete der Schotter	15—19
Vorbemerkung, Einteilung des Herkunftsgebietes S. 15, Kreidegebiet A S. 15—16, Lausitzer Granitgebiet B S. 16—17, Jeschkengebirge C S. 18, tertiäre Eruptivgesteine D S. 18—19; nordisches Material E, vernachlässigte Bildungen, wiederholte Umlagerung von Geröllen und Geschieben S. 19.	
4. Einzelbeschreibung u. Einteilung der untersuchten Schotterbildungen	19—36
Vorbemerkung S. 19—20.	
I. Die Schotter der Eruptionszeit: Vorbemerkung S. 20—22, petrographische Zusammensetzung, morphologisches Verhalten S. 22, genauere Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse S. 22—24.	
II. Die posteruptiven, präglazialen Schotter: Zusammensetzung und Morphologie im allgemeinen S. 24—25.	
a) Westlicher Abschnitt: Zusammensetzung und Morphologie S. 25, Beschreibung der einzelnen Vorkommnisse S. 25—28.	
β) Mittlerer Abschnitt: Zusammensetzung S. 28, Einzelbeschreibung S. 28—29.	
γ) Oestlicher Abschnitt: Zusammensetzung, Einzelbeschreibung S. 29.	
III. Die altglazialen Schotter: Zusammensetzung, Morphologie S. 29.	
a) Westlicher Abschnitt: Zusammensetzung, Morphologie S. 29, Vorkommnisse S. 29—30.	
β) Mittlerer Abschnitt: Zusammensetzung, morphologische und geologische Gestaltung, innere Beschaffenheit S. 30—31, Beschreibung der Einzelheiten S. 31—34.	
γ) Oestlicher Abschnitt: Zusammensetzung, Morphologie S. 34, genauere Beschreibung S. 34—35.	
IV. Jüngere, glaziale Schotter: Zusammensetzung, Gestaltung S. 35, Einzelbeschreibung S. 35—36.	
5. Uebersicht über die morphologischen Verhältnisse	36—51
Die postbasaltische Verebnungsfläche: geologische Gestaltung der tertiären Eruptivgesteine S. 36—38, deren Umgestaltung durch die Abtragung, Alter der Verebnung S. 38, Beziehung zu den Schottern II S. 38—39, Folgerungen aus der petrographischen Zusammensetzung der Schotter II, ursprüngliches Aussehen der Verebnung, allgemeine Hebung, (1) 410-m-Anteil im allgemeinen S. 39, Aufzählung der erhaltenen Teile des letzteren	

mit zugehörigen Schottern II α im Westabschnitt S. 39—40, mit Schottern II β im mittleren Abschnitt, mit Schottern II γ im Ostabschnitt, (2) aufgebogener, höher liegender Abschnitt im allgemeinen S. 40, einzelne Teile im W-Abschnitt, W-Teil, im Anschluß an II α a—d S. 40—41, im W-Abschnitt, O-Teil mit II α p S. 41, im Abschnitt von Lückendorf bis Freudenhöhe, N-NO-Rand des höher liegenden Abschnittes von Niedergrund bis Freudenhöhe, der dem Jeschkengebirge vorgelagerte Teil des höher liegenden Abschnittes im allgemeinen S. 42, Einzelschilderung der Verhältnisse am südwestlichen Jeschkenhange S. 42—43, Beschaffenheit des Jeschkengebirges zur Zeit der posteruptiven Verebnung S. 43, spätere tektonische Veränderungen und Spuren einer noch älteren, wahrscheinlich oligozänen Verebnung S. 43—44, Vergleich mit dem Erzgebirge und Entwicklung der Wasserscheide an der N- und O-Grenze des Arbeitsgebietes S. 44, Einfluß des älteren Baues auf die Tektonik der posteruptiven Verebnung S. 45, die posteruptive Verebnung in der Literatur der Nachbargebiete und wahrscheinliches Alter derselben S. 46.

Die altglazialen Täler und Aufschüttungen: Im W- (a) u. O (γ)-Abschnitt, unterhalb der 460-m-Isohypse der posteruptiven Verebnung S. 46—47, oberhalb der 460-m-Isohypse S. 47, im mittleren Abschnitt (β) S. 47—48, Möglichkeit nachaltdiluvialer Störungen, Ueberschreitung der Wasserscheide im Altglazial, Schuttbedeckung der altglazialen Landoberfläche S. 49.

Die jungglaziale Tieferlegung des Gewässernetzes und die Lößbildung: Die besonderen Verhältnisse im Jungfernbachtal S. Deutsch-Gabel (Terrasse IV) S. 50, Alter der Lößbildung S. 50 bis 51, morphologische Wirkung der diluvialen Bodenversetzung, die Moore, Ergebnis ihrer Untersuchung durch Rudolph und Firbas S. 51.

6. Bemerkungen zur Literatur

Das Arbeitsgebiet betreffende geologische Spezialkarten und Erläuterungen: S. Jockely S. 51, Frič-Laube S. 52.

Das Arbeitsgebiet betreffende Literatur: Jockely, Krejčí, Credner S. 52, Slavík, Siegert S. 53—54, Zimmermann S. 54—55, Vortisch S. 55—56, Staff, Nowak, Zahálka S. 56—57, Dědina S. 57—59, Zepník S. 59.

Sonstige, für die behandelten Fragen in Betracht kommende Literatur: Kurtz S. 59, Brühäuser S. 59—60, Moscheles S. 60, Müller S. 60—61.

Literaturverzeichnis

Inhaltsverzeichnis . . .

Bemerkung zu den Tafeln

51

61—64

65—66

67—68

Bemerkung zu den Tafeln.

Kartenskizze:

Als topographische Grundlage diente die aus den Meßtischblättern der Detailaufnahme vom militärgeographen Institut in Wien hergestellte, im Jahre 1893 herausgegebene Karte des politischen Bezirkes Deutsch-Gabel im Maßstab 1:25.000. Die fertige Kartenskizze wurde dann auf $\frac{1}{4}$ verkleinert. Einige Ergänzungen (Bahnlinien) wurden neueren Auflagen der Spezialkarte entnommen. In der Skizze ist die topographische Grundlage ganz schwach gehalten, wogegen geologische Eintragungen stärker hervorgehoben wurden. Die Lausitzer—Jeschken Bruchlinie konnte in ihrem sächsischen Anteil der geol. Spezialkarte Siegert (97) entnommen werden, im Jeschkengebirge waren, da die Karte Jokély's (58) und Frič-Laubes (95) zu wenig Anhaltspunkte bot, eigene Begehungen zur Feststellung des Verlaufes der Bruchlinie unerläßlich. Bei der 460 m-Isohypse der posteruptiven Verebnungsfläche wurde natürlich von den aufgesetzten Härtingen der Eruptivgesteine abgesehen, da dadurch Verwicklungen entstanden wären, die noch dazu wegen des oft ungewissen Ausmaßes jüngerer Abtragung zu unverhältnismäßig großen Ungenauigkeiten geführt hätten. Für die 580 m-Isohypse gilt dies jedoch nur im W-Abschnitt. Der das Jeschkengebirge umsäumende Teil dieser Schichtenlinie dagegen verläuft im NW entlang des ehemaligen Härtings und nur im SO geht sie auf gehobene Teile der Verebnung über, ist also paläogeographisch nicht in allen Teilen gleichwertig. Die Eintragung der schotterbedeckten Gebietsteile konnte allein durch Umgrenzung geschehen. Die Kleinheit der Flächen läßt einen Zweifel über den Sinn dieser Grenzen nicht aufkommen. Die drei Gebietsabschnitte, auf welche in der Arbeit oft Bezug genommen wird, erscheinen durch dicke, unterbrochene Linien und Beifügung der in der Arbeit für die drei Abschnitte von W nach O gebräuchlichen Bezeichnung β genügend charakterisiert.

Profile.

Maßstab	Horizontal	1	25.000
	vertikal	1	10.000
Überhöhung daher: $2\frac{1}{2}$ fach.			

Die Profile wurden im Maßstab 1:12.500 bzw. 1:5000 gezeichnet und dann auf die Hälfte verkleinert. Zur Erzielung charakteristischer Bilder mußten sie mehrfach gebrochen werden. Die Bruchstellen sind durch senkrechte Striche zwischen den Richtungsbezeichnungen über den Profilen angedeutet. Die letzteren zeigen die Richtung der horizontalen Strahlen an, unter welchen sie stehen, nicht die Lage der Profilenden von der Mitte des Profils oder Profilabschnittes aus, wie dies bisweilen üblich ist. Profil 1 verläuft ungefähr ost-westlich. Die Eintragung der Kreidebildungen erfolgte auf Grund eigener Begehungen. Die Verwerfung SO vom Hohlstein ist an der Straße Kleingrün-Kunnersdorf gut kenntlich. Daß der Teichberg zum Teil aus Mergeln besteht, ist ebenfalls erwiesen. Dagegen ist die Lage der Mergel und ihr Verhältnis zum tieferen Sandstein nicht einwandfrei feststellbar. Dieser Zweifel kommt teilweise durch den weißen Fleck im Profil zum Ausdruck. Möglicherweise folgt hier nochmals eine Verwerfung, es kann sich aber auch sehr wohl um eine einfache Auflagerung auf die türunen Sandsteine, im ganzen also um eine Flexur handeln, zumal das zu beiden Seiten des Hammerbaches deutlich sichtbare Einfallen des Sandsteins wegen der Überhöhung des Profils eher zu gering angenommen ist. In welcher Kreidestufe der Jungfernbach angelegt ist, ob hier wirklich ein tektonischer Graben der Mergel bzw. deren fazieller Äquivalente liegt, wie Zahálka annimmt, oder aber eine derartig Mergelscholle nicht bis ins Profil reicht, konnte noch nicht sicher entschieden werden. Daher wurde auch hier die Signatur nicht weiter geführt. Die Sandstein-Mergel bzw. Tonwechsellagerung am Schmiedsberg, schon von Zahálka erwähnt, scheint nach Lokalbericht durch eine Brunnengrabung erwiesen. Vgl. auch diese Arbeit S. 2—3. Das Profil liegt ganz im Bereich des 410 m-Anteils der postbasaltischen

Verebnung. Vgl. S. 39—40. Gegen einen schottertragenden (II) Rest derselben mit dem Schmiedsberggipfel als Härtling ist der altglaziale Talboden (III) in der Umgebung von Hammerbach und Jungfernbach eingesenkt. Am O-Ende des Profils, am Vogelsberg, trägt er bereits das Fluvioglazial III β , woraus sich das altglaziale Alter ergibt. Ein noch tieferes Niveau nehmen die heutigen Talböden ein. Eine Zwischenstellung kommt dem Schotter IV am Jungfernbach zu, deren Basis nicht feststellbar ist. Alle diese morphologischen Baustücke der heutigen Oberfläche sind durch die obererwähnte Tektonik des Kreideuntergrundes gänzlich unberührt und erweisen sich daher als jünger.

Profil 2 verläuft ungefähr in SW-NO-Richtung und geht im Gegensatz zum vorigen Profil vom 410 m-Anteil in die Hebungszone der postbasaltischen Verebnung. Ein Einfallen des Sandsteines im rechten Teil des Profil ist allerdings festzustellen, aber nicht recht von einer großzügigen Diagonalschichtung unterscheidbar. Das Auskeilen der Mergel ist durch das Fehlen weiter nördlich, deren Emporsteigen durch hochgelegene Vorkommnisse am S-Fuße des Glaserberges erwiesen, im einzelnen jedoch hypothetisch. Die postbasaltische Verebnung nimmt gegen N eine immer bedeutendere Höhe ein und ist überall durch Schottervorkommnisse II α bezeichnet. Balleberg und Glaserterberg sind aufgesetzte Härtlinge. Von dem letzteren erstreckt sich ein diluviales Blockfeld weit nach S (S. 9). Der gemischte Schlot des Balleberges ist durch das Profil nicht getroffen, da sein Gipfel aus Sandstein besteht. Jüngere Terrassenbildungen als II sind im Profil nicht entwickelt.

Profil 1 und 2 geben außerdem eine Vorstellung von der durchgreifenden Lagerung der Eruptivgesteine: Vgl. S. 36—38.

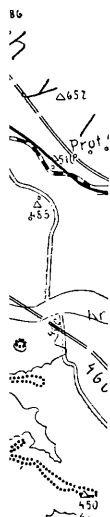
Profil 3—6 dienen zur Erläuterung der Verhältnisse am SW-Hange des Jeschkengebirges in der Reihenfolge der Ziffern von NW nach SO, verlaufen demnach alle von SW nach NO. Vgl. S. 42—43. Wegen Platzersparnis konnte die Reihenfolge in der Zeichnung nicht eingehalten werden. Da keine eigenen Untersuchungen des geologischen Baues vorgenommen werden konnten, mußte auf Darstellung geologischer Einzelheiten verzichtet werden. Auch der Einfallswinkel des Jeschkenbruches steht nicht fest, jedoch deuten manche Einzelheiten darauf hin, daß er im Gegensatz zum Lausitzer Anteil eher als Verwerfung, denn als Überschiebung entwickelt ist, mit demselben Bewegungssinn der Schollen wie in Sachsen. Die Profil zeigen die Zunahme der Hebung der postbasaltischen Verebnung gegen SO und die riesige Ausbreitung von Diluvialschutt am Jeschkenfuß bei Profil 3 und 6. Vgl. S. 10—11.

Profil 6 gibt etwa den Anblick des Jeschkenhanges von der Eisenbahnstation Kriesdorf. Eine Photographie hätte diese Verhältnisse besser zur Darstellung gebracht, denn in der Naturansicht verschwinden kleine, durch jüngere Abtragung entstandene Unebenheiten, die im Profil, das sich an die topographische Karte halten muß, um nicht in haltloses Schematisieren zu verfallen, störend wirken, vielleicht in verstärktem Maße durch kleine Fehler und Ungenauigkeiten der Karte. Man sieht in der Natur von dem erwähnten Standpunkt ungefähr die dem hypothetischen Niveau II entsprechende Profilinie. Wichtig ist hier, daß auf dieser Verebnung auch sehr bald Schotter anzutreffen sind (bei der Straße, linkes Ende des Profils). Die Fläche hinter (über) dem roten Stein habe ich als Rest einer älteren Verebnung, wahrscheinlich otigozänen Alters, angesehen. (S. 44).

.OS.

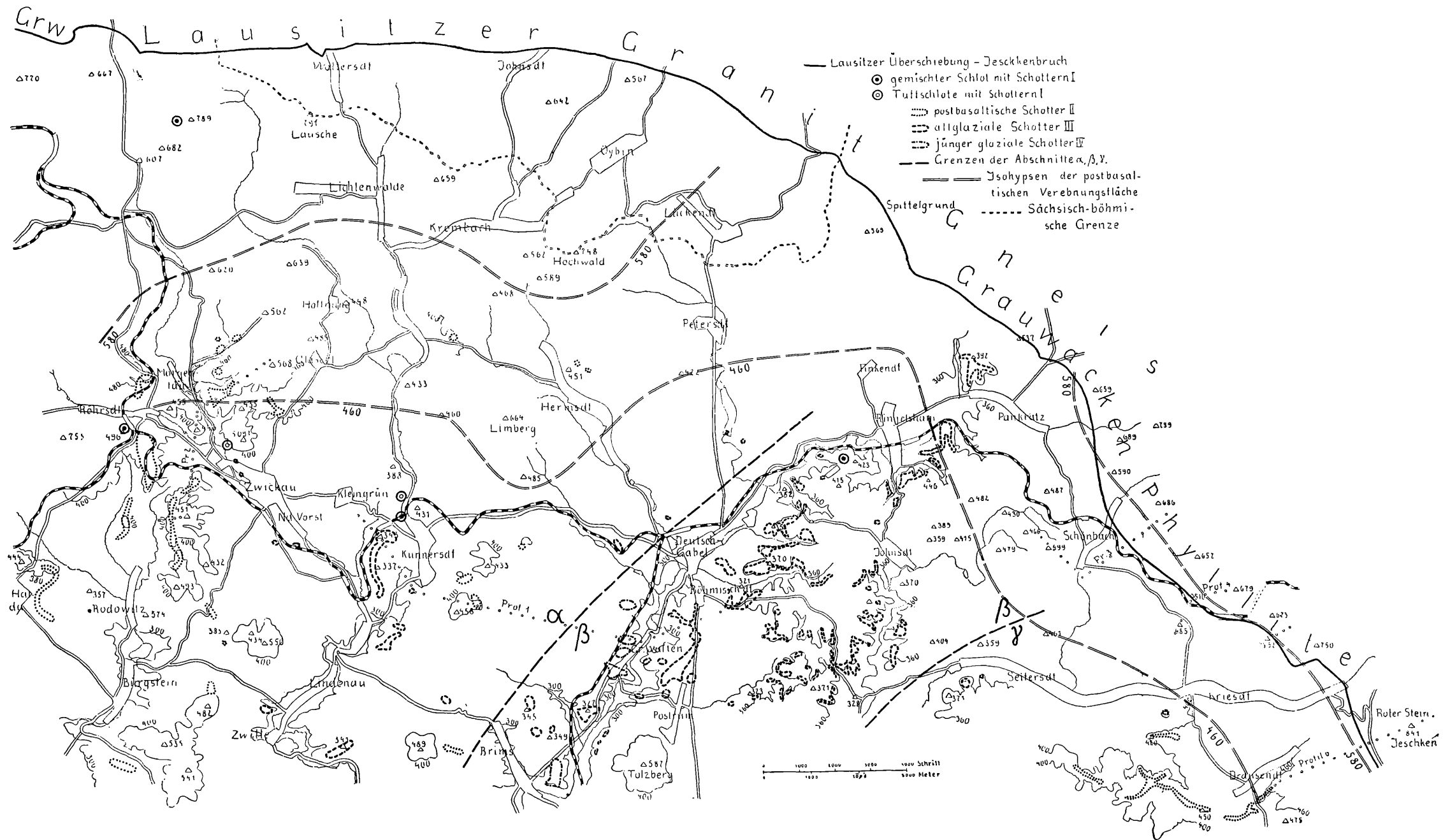
asus

no-
In
oder
nke
hen
ere,
über
nde
tten
nge
ller
bil-



itte
erte
su-
den
en,
öste
llen

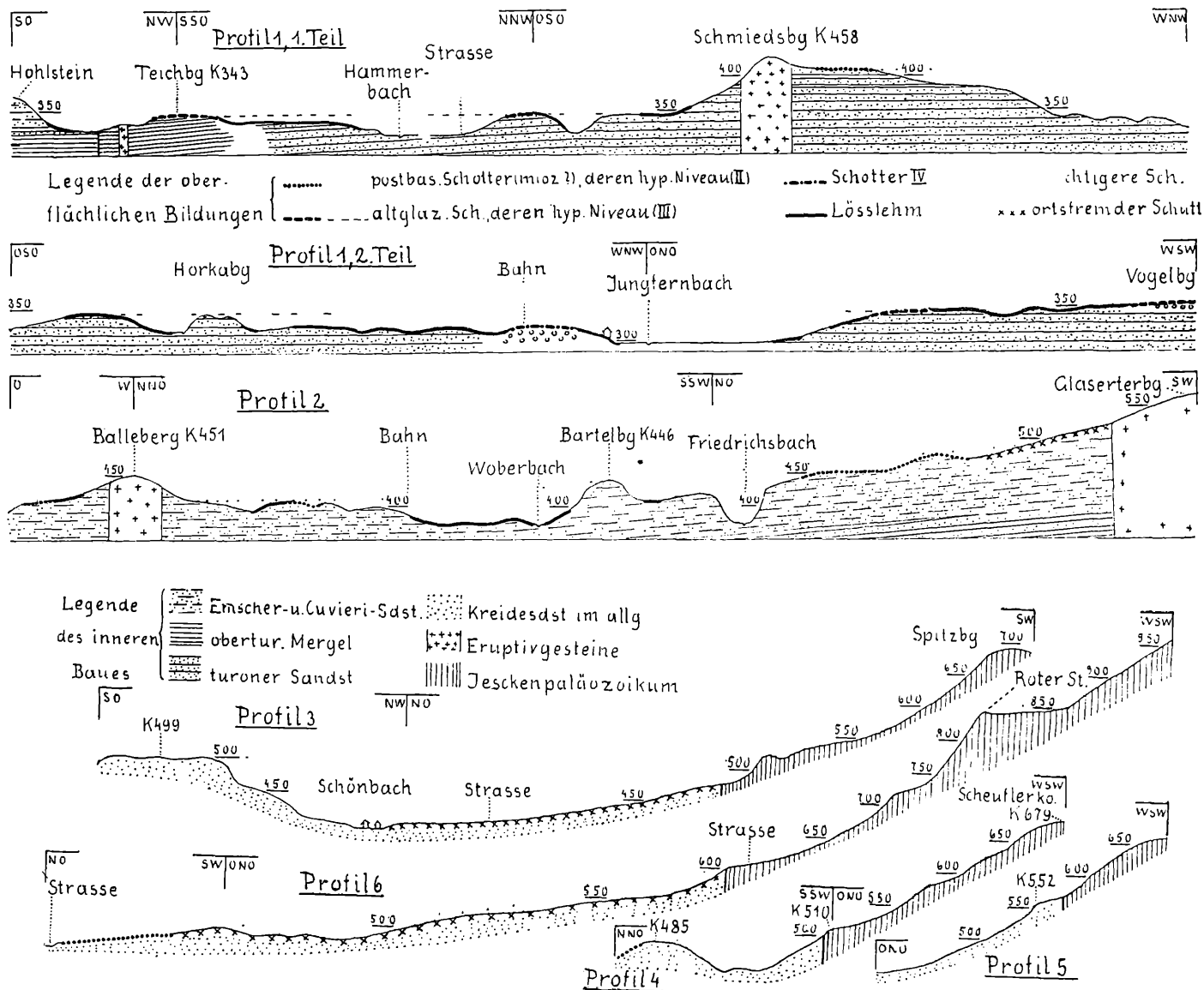
nie-
alle



Vortisch: Die Schotterbildungen südlich und westlich der Lausitzer Ueberschiebung etc. Kartenskizze.

Lotos, 73. Band, 1925.

Tafel II



Artisch Die Schotterbildungen südlich und westlich der Lausitzer Überschiebung etc. Profile.