

Das
Alter der Brüinner Eruptivmasse.

Von

Prof. A. Rzehak.

Sonderabdruck aus der Zeitschrift des mähr. Landesmuseums, XII. Band, 1 Heft.

Brünn 1912.

Druck von Rudolf M. Rohrer.

Das Alter der Brünner Eruptivmasse.

Von Prof. A. Rzehak.

Das weitaus vorherrschende Gestein der Brünner Eruptivmasse ist bekanntlich ein Hornblendegranit, der in der Gegend nördlich von Brünn mitunter syenitartig wird, ohne jedoch in echten — das heißt quarzfreien — Syenit überzugehen. In der südlichen Fortsetzung des langgestreckten Granitstockes verschwindet die Hornblende an vielen Stellen — so auch bei den räumlich sehr beschränkten Vorkommnissen im Weichbilde der Stadt Brünn — vollständig, während sie sich an anderen Stellen bei gleichzeitigem Zurücktreten des Orthoklas derart anreichert, daß dioritartige Gesteine und auch echte Hornblendediorite entstehen.

Diese dioritischen Massen sind jedoch nur zum Teile auf magmatische Saigerungsprozesse des Hornblendegranits zurückzuführen. Das Vorkommen scharfkantiger Einschlüsse von feinkörnigem Diorit im typischen Hornblendegranit beweist vielmehr, daß wenigstens ein Teil der Diorite zu den ältesten Gesteinen unserer Eruptivmasse gehört. Es mögen auch viele rundliche Dioriteinschlüsse, die den Eindruck von „basischen Schlieren“ machen, nichts anderes wie abgeschmolzene Bruchstücke älterer Dioritgesteine sein.

Im Gegensatze hiezu sind gewisse, noch basischere Gesteine entschieden jünger als der Hornblendegranit. Im geologischen Kartenbilde der Umgebung von Brünn fällt ein langgestreckter, schmaler Zug von Gesteinen auf, die auf F. Foetterles geologischer Karte von Mähren (der sogenannten „Wernervereinskarte“) nicht besonders ausgeschieden, auf der im Jahre 1883 von Makowsky und Rzehak veröffentlichten geologischen Karte der Umgebung von Brünn hingegen als „dioritische Schiefer- und Massengesteine“ bezeichnet sind. F. E. Suess hat (vorläufiger Bericht über

die geologische Aufnahme im südlichen Teile der Brünner Eruptivmasse; Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1903, S. 385) den Nachweis erbracht, daß diese zum größten Teile durch die Verwitterung stark zersetzten Gesteine mit den dioritischen Typen der Brünner Eruptivmasse nicht zusammengeworfen werden dürfen, sondern einen uralitisierten und auch sonst mannigfach veränderten Diabas darstellen. Dieses stellenweise kataklastische, in „Grünschiefer“ umgewandelte Gestein erscheint auf der geologischen Karte als eine Einlagerung im Granit, die sich in einem langen, schmalen Zuge, dessen Ränder annähernd parallel zu den Rändern des Granititstockes verlaufen, aus der Gegend von Brünn (woselbst der Franzensberg und Spielberg wesentlich aus diesem Gesteine bestehen) bis gegen Czernahora verfolgen läßt. Der unmittelbare Kontakt zwischen Granitit und Diabas ist meines Wissens nirgends aufgeschlossen; immerhin tritt in der ehemals Czerwinkaschen Ziegelei am Fuße des „Gelben Berges“ unter einer Lage von mittelmiozänem Sand, der dem Komplex der „Oncophora-schichten“ angehört, in relativ geringer Entfernung (40—50 m) vom anstehenden Granitit ein eigentümliches, hornfelsähnliches Gestein auf, welches man als ein Kontaktprodukt zwischen Diabas und Granitit auffassen könnte. Zahlreiche Gänge und Schnüre eines dunkelgrünen, dichten Gesteins, die hie und da den Granitit durchschwärmen und die wohl vorwiegend dem Diabas angehören, beweisen zur Genüge, daß wir es bei dem letzteren mit einem Gestein zu tun haben, welches jünger ist als die Hauptmasse unseres Granitits; F. E. Suess hat (Vorlage des Kartenblattes Brünn; Verh. der k. k. geol. Reichsanst., 1906, S. 148) sogar die Vermutung ausgesprochen, daß dasselbe einen Teil des Unterdevons vertreten könnte.

Auch unter den sonstigen Gesteinstypen der äußerst mannigfaltigen Brünner Eruptivmasse werden sich leicht ältere und jüngere Glieder unterscheiden lassen; viel schwieriger ist die Feststellung des Altersverhältnisses all dieser Eruptiva gegenüber den Sedimentärformationen der Umgebung von Brünn. Die älteren Forscher nahmen übereinstimmend den „Syenit“ als das älteste Gestein des Gebietes an; erst im Jahre 1872 tauchte eine abweichende Ansicht auf, indem E. Suess in seinem Werke: „Die Entstehung der Alpen“ (S. 70) dem Brünner „Syenit“ ein postpermisches Alter zuschrieb. Diese Ansicht gründete sich haupt-

sächlich auf die Verschiedenheit der Ablagerungen, die zu beiden Seiten der Eruptivmasse an die letztere angrenzen, sowie auf das scheinbare Einfallen dieser Sedimente — im Osten Devon, im Westen das Rotliegende — unter die Eruptivmasse. Eine Differenz in der Verteilung der Sedimente zu beiden Seiten des Granitit-zuges besteht allerdings, wenn auch nicht in der Schärfe, wie sie E. Suess angenommen hat; man kann bloß sagen, daß das Rotliegende auf der Ostseite des Brünner Granititstockes wohl fehle, daß jedoch das Devon und nach neueren Erfahrungen auch der Kulm der „böhmischen Scholle“ keineswegs ganz fremd sind. H. Wolf hat schon vor einem halben Jahrhundert (Zeitschr. der deutschen geol. Ges. 1860) in gewissen Sandsteinen dieses Gebietes Kulmgrauwacken vermutet, während F. E. Suess in verschiedenen Publikationen (zum ersten Male im „Führer zu den Exkursionen des IX. internat. Geologenkongresses“, Wien 1903, Exkursion nach Segengottes) eine ganze Reihe von Punkten namhaft gemacht hat, an denen kleine, zum Teile stark veränderte Schollen von Kulm-grauwacken erhalten geblieben sind. Er hat auch nachgewiesen, daß die Konglomerate am Ostrande der hier in Betracht kommenden Partie der „Boskowitz Furche“ zum Unterschiede von jenen des Westrandes vorwiegend aus Kulmgeröllen bestehen. In neuester Zeit wurden gelegentlich einer Tiefbohrung in etwa 630 m Tiefe ziemlich nahe an der Gneisgrenze Gesteine angetroffen, deren Zugehörigkeit zum Kulm mindestens sehr wahrscheinlich ist. Was das Devon anbelangt, so ist dasselbe schon seit langer Zeit durch Fossilfunde (Korallen im Kalkstein des Czebinkaberges wurden schon von Makowsky-Rzehak in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Brünn erwähnt) mit voller Sicherheit nachgewiesen.

Kleine Schollen der als unterdevonisch aufgefaßten roten Sandsteine und Quarzkonglomerate finden sich bei Brünn (Roter Berg, Gelber Berg) und am Babylom mitten im Gebiete der Eruptivmasse; bei Lelekowitz lagert überdies (auf dem nordöstlichen Abfall der bewaldeten Kuppe, die auf der Generalstabkarte mit der Höhenkote 397 bezeichnet ist) im Hangenden des ziemlich mächtigen und gut aufgeschlossenen roten Quarzkonglomerats eine kleine Scholle von stark gestörtem Devonkalkstein, deren (tektonischer) Kontakt mit zersetztem Diabas deutlich zu erkennen ist; sie fällt steil gegen den die erwähnte Kuppe zusammensetzenden Diabas

ein und hat sich, ohne Zweifel nur infolge ihrer tektonischen Versenkung in die umgebende Eruptivmasse erhalten. Obzwar die Granitgrenze in verhältnismäßig geringer Entfernung verläuft, gestattet dieses Vorkommen ebensowenig wie die Konglomerate vom Babylom und jene in der Umgebung von Brünn einen sicheren Schluß auf das Alter unseres Granitstockes.

Auch die Lagerungsverhältnisse der westlich und östlich an den Granit angrenzenden Sedimentärbildungen sind keineswegs solche, daß sich aus ihnen das Alter der Granitmasse ableiten ließe. E. Suess sagt darüber (loc. cit. S. 70): „Die Ränder beider Schollen, der böhmischen wie der sudetischen, neigen sich unter die Ausfüllungsmasse der Fuge und der Syenit ist jünger als beide.“ Es ist nun zwar richtig, daß die Ablagerungen des Rotliegenden im allgemeinen gegen den Brünn Granitstock einfallen, so daß E. Suess seinerzeit in den hart am Granit liegenden, wie wir jetzt wissen devonischen Kalksteinen Äquivalente des Zechsteins vermuten konnte. Auch das Unterdevon der Umgebung von Brünn fällt an einzelnen Stellen ganz deutlich gegen den Granit (z. B. im Schwarzatal gegenüber der ehemaligen Bauerschen Zuckerfabrik und auf der bewaldeten Kuppe, Kote 370, südlich von Lelekowitz) beziehungsweise gegen den Diabas (Gelber Berg, besonders deutlich am Babylom, wo die Konglomeratbänke in steiler Stellung in den unterlagernden Diabas förmlich eingespießt erscheinen), doch lassen sich diese Lagerungsverhältnisse ganz ungezwungen auf Absenkungen an Brüchen zurückführen. Bezüglich des Rotliegenden deuten schon die ältesten Profile durch das Rossitzer Steinkohlenbecken ein westliches Einfallen an der Granitgrenze an. Wenn auch nach den sehr verdienstvollen Aufnahmen dieses Gebietes durch Prof. Dr. F. E. Suess das „Rokytnakonglomerat“ nicht mehr, wie dies früher üblich war, als „Hangendkonglomerat“ der Rossitzer Permablagerungen gedeutet werden kann, so haben diese Aufnahmen doch die älteren Angaben, nach welchen dieses Konglomerat am Granitrande ein westliches Einfallen zeigt, durchaus bestätigt und auch für die älteren Ablagerungen (Devon und Kulm) dieselbe Lagerung wahrscheinlich gemacht. So erscheint z. B. auf dem von F. E. Suess in seiner inhaltsreichen Abhandlung: „Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges“ (Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst., 57. Bd., 1907, Taf. XIX) mit-

geteilten Profil I der Devonkalk des Czebinkaberges im Liegenden des hier flach nach Westen einfallenden Rokytnakonglomerats. Auf Profil III folgen Devonkalk, Kulm und Rokytnakonglomerat mit sehr steilem, aber doch unzweifelhaft westlichem Einfallen konkordant aufeinander und nur lokal (wie z. B. auf Profil II und Profil IV) zeigt die Kulmgrauwacke ein Verflächen gegen Osten. Von einem allgemeinen Einfallen der gesamten, westlich vom Brünner Granit gelegenen paläozoischen Scholle unter diesen Granit kann also keine Rede sein.

Aber auch die Devonkalksteine des östlichen Gebietes sinken nicht unter den Granit und wo dies doch der Fall zu sein scheint, ist die Ursache teils in Absenkungen an Brüchen, oder Überschiebungen, teils in sekundären Erscheinungen (wie z. B. Transversalschieferung), welche die tatsächlichen Lagerungsverhältnisse verschleiern, zu suchen. Es ist ja auch von vornherein wenig wahrscheinlich, daß sich bei dem Empordringen eines Eruptivmagmas längs einer Spalte die Ränder der beiden durch die Spaltenbildung aus dem Zusammenhange gerissenen Schollen gegen die Spalte neigen werden. Wenn man auch heute noch den aufsteigenden Eruptivmassen im allgemeinen jede hebende Kraft abzusprechen pflegt, so wird man ihnen doch mindestens so viel mechanische Aktivität zuschreiben dürfen, daß an den Rändern der von ihnen durchbrochenen Sedimente eher Aufwulstungen als Einsenkungen zu erwarten sein werden. Gewiß werden auch letztere vorkommen können, aber stets nur als eine lokale, keineswegs als allgemeine Erscheinung. In unserem Falle ist die Annahme eines Ergusses des Granitmagmas über die beiderseits in die Tiefe gesunkenen Schollenränder schon durch die mitten im Granitgebiete vorhandenen Denudationsreste des Paläozoikums (Sandsteine und Quarzkonglomerate, Kalkstein von Lelekowitz) ganz ausgeschlossen. Das Emporsteigen des Brünner Granitits in höhere Zonen der Erdrinde dürfte überhaupt nicht längs einer Linie (der „Bruchlinie von Brünn“) stattgefunden haben, da seine oberflächlichen Begrenzungen wesentlich tektonische Grenzen sind und daher die im geologischen Kartenbilde so auffällige lineare Erstreckung des Brünner Granitstockes keine richtige Vorstellung von seiner eigentlichen Begrenzung zu geben vermag, ebensowenig wie die heutige „Boskowitz Furche“ das ursprüngliche Verbreitungsgebiet des mährischen Permokarbons darstellt.

Da unser Granitit allenthalben die Merkmale eines typischen Tiefengesteins aufweist, so muß er zurzeit seines Emporsteigens und seiner Erstarrung von einer mächtigen Rindenschichte bedeckt gewesen sein, kann sich also gar nicht in der von E. Suess angedeuteten Art über die Oberfläche der beiden Schollen ergossen haben. An der Zusammensetzung der Deckschichte können zunächst folgende Gebilde teilgenommen haben: 1. die mannigfaltigen kristallinen Schiefer der böhmischen Masse; 2. die nur zum Teil kristallin gewordenen, vordevonischen, altpaläozoischen oder algonkischen Sedimente der „moravischen Zone“ (F. E. Suess), die namentlich aus der Umgebung von Tischnowitz schon seit lange bekannt sind; 3. das sogenannte „Unterdevon“ der Umgebung von Brünn, welches möglicherweise ebenfalls vordevonisch, zum Teil aber, wie ich bei einer anderen Gelegenheit nachweisen werde, sicher mitteldevonisch ist und heute dort, wo es nicht von jüngeren Ablagerungen bedeckt ist, bereits stark abgetragen erscheint; 4. das sichere Devon (vorwiegend Mittel- und Oberdevon); 5. der Kulm; 6. das Oberkarbon; 7. das Rotliegende.

Wenn auch alle diese Ablagerungen keine geschlossene Schichtenfolge bilden und vielfach durch Diskordanzen voneinander geschieden sind, so dürften sie doch zur Zeit des supponierten späten Emporsteigens unseres Granitits eine sehr ansehnliche, jedenfalls einige Tausende von Metern betragende Gesamtmächtigkeit besessen haben. Die Frage ist nun: wie hoch ist das Granitmagma, wenn es jungpaläozoisch ist, in dieser Decke emporgestiegen?

E. Suess hat angenommen, daß der „Syenit“ noch jünger als das untere Perm sei. Eine Intrusion in das Perm selbst würde bei dem schon betonten „plutonischen“ Charakter des Gesteins natürlich eine weitere Verstärkung der Decke verlangen, für welche dann noch die in unserem Gebiete vertretenen mesozoischen Sedimente (Oberjura und Kreide) heranzuziehen wären. Mit anderen Worten heißt dies nichts anderes, als daß die Eruptionszeit unseres Granitits hoch in das mesozoische Zeitalter hinaufgerückt werden müßte, was auch wieder seine Bedenken hat, denn das Paläozoikum war nach der varistischen Auffaltung einer so weitgehenden Abtragung ausgesetzt, daß die Sedimente des oberen Jura auf dem von der karbonischen Decke bereits teilweise befreiten und sogar „verkarsteten“ Devonkalk lagern. Das emporsteigende

Granitmagma hätte also auch in der mesozoischen Zeit kaum eine so mächtige Überlagerung vorgefunden, daß es als vollkristallines Tiefengestein hätte erstarren können.

Auf alle Fälle aber müßten, wenn das Lagerungsverhältnis des Granitits zu den paläozoischen Ablagerungen ein „durchgreifendes“ wäre, die charakteristischen Erscheinungen der Kontaktmetamorphose an vielen Stellen konstatierbar sein. Wenn auch die Grenzen zwischen Granit und Devonkalk vorwiegend tektonische Grenzen sind, so gibt es doch immerhin genug Gegenden, in welchen der Devonkalk dem Granit gegenüber so situiert ist, daß er unbedingt in den „Kontakthof“ des letzteren fallen müßte, wenn ein solcher überhaupt bestünde. Längs der ganzen Ostgrenze des Granitzuges findet sich aber nicht die geringste Veränderung des Kalksteins, welche auf eine Berührung mit dem Granitmagma deuten würde. Die kleine Devonkalkscholle von Lelekowitz, die den letzten Rest der einst über das ganze Granitgebirge ausgebreiteten Decke von Devonkalk darstellt, zeigt zwar Faltungerscheinungen, aber keine Spur von Kontaktmetamorphose, nicht einmal jene leichte Marmorisierung, die man etwa am Kalkstein der „Czebinka“ auf die Nähe des Granits zurückführen könnte, wenn schon der letztere durchaus als jünger gelten soll.

Ganz ähnlich wie bei der Kalkscholle von Lelekowitz liegen die Verhältnisse bei der von H. Bock (Zur Tektonik der Brüner Gegend; Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. 1902, 52. Bd., S. 260 ff.) nachgewiesenen Devoninsel (Kote 508 der Generalstabskarte 1:75,000) nördlich vom alten Hochofen im Josefstale bei Adamsthal. Nach Bocks Darstellung ist dort die Auflagerung des Devonkalksteins auf dem Granit deutlich zu erkennen; der Genannte konnte keine Spur einer Kontaktmetamorphose entdecken und bemerkt, daß auch die flache, muldenförmige Auflagerung der Devonschichten „eher ein Argument gegen als für die Annahme einer nachdevonischen Eruption des Granitsyenits“ bilde. Auf Grund meiner wiederholten Besuche der fraglichen Lokalität kann ich die Angaben Bocks nur bestätigen.

Da nun unser Devonkalk keinerlei Spuren einer Kontaktmetamorphose erkennen läßt, so muß er, wenn dem Granit ein postdevonisches Alter zukommt, vor der Einwirkung des letzteren durch eine genügend mächtige Zwischenlage älterer Ablagerungen geschützt gewesen sein. Obwohl eine solche Annahme gewiß zulässig

wäre, so ist sie doch sehr unwahrscheinlich, da sich sofort eine neue und kaum zu beantwortende Frage aufwirft, nämlich: wieso ist diese trennende, die Kontaktmetamorphose des Kalksteins verhindernde Zwischenlage wieder gänzlich verschwunden? Zwar könnte man auf das sogenannte „Unterdevon“ hinweisen, doch war dieses gewiß nicht mächtig genug, um einen absoluten Schutz des Kalksteins gegen die sehr intensiven Wirkungen des Granitkontaktes zu gewährleisten. Namentlich bei der Kalkscholle auf der Kuppe am nördlichen Gehänge des Josefstaes (Kote 508) ist die Entfernung zwischen Devonkalk und Granit so gering, daß die unterdevonische „Schutzschichte“ nur eine sehr unbedeutende Mächtigkeit besitzen kann. Es müßten sich auch, wenn das „Unterdevon“ mit dem Granitmagma in unmittelbare Berührung gekommen wäre, gewisse Anzeichen dieser Berührung, wie z. B. Granitapophysen, Injektionen oder zum mindesten Frittungserscheinungen, erkennen lassen; dies ist jedoch nicht einmal bei dem Schiefertone von Petrowitz bei Sloup der Fall und es wurde deshalb seit jeher und mit Recht das gänzliche Fehlen der Kontaktmetamorphose im Brünner Paläozoikum als ein gewichtiges Argument gegen das postdevonische Alter der Brünner Eruptivmasse geltend gemacht.

Da trat plötzlich im Jahre 1900 F. E. Suess mit der überraschenden Mitteilung vor die Öffentlichkeit, er habe einen „Kontakt zwischen Syenit und Kalk in der Brünner Eruptivmasse“ (Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt 1900, S. 374 ff.) entdeckt. Er gab zwar zu, daß die nördlich von Eichhorn gelegenen, durch Fossilien (Cyathophyllum und Calamopora, welche letztere wohl als Amphipora zu deuten ist) als devonisch erkannten Kalkvorkommnisse keine kontaktliche Beeinflussung durch den Syenit (recte Granit) erkennen lassen, wies jedoch darauf hin, daß der „südliche Kalkzug“ (ungefähr von Tetschitz bis nach Eibenschitz) „in hohem Grade metamorphosiert und zum großen Teil in Kalksilikathornfels umgewandelt“ ist.

An der Existenz dieser Kontaktgebilde ist gewiß nicht zu zweifeln. Sie reichen auch, wie aus späteren Mitteilungen von F. E. Suess hervorgeht, über Tetschitz hinaus ziemlich weit nach Norden, so daß sie sich den unveränderten Devonkalken bis auf wenige Kilometer nähern. In seinem „Vorläufigen Bericht über die geologische Aufnahme im südlichen Teile der Brünner Eruptivmasse“ (Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanst., 1903, S. 387) erwähnt

der genannte Forscher das Vorkommen einzelner Blöcke von harten Kalksilikatgesteinen im Granitgebiete östlich von Schwarzkirchen (bei „Svinská obora“ der Generalstabskarte). In demselben Gebiete wurden in neuester Zeit zu Straßenbauzwecken mehrere kleine Steinbrüche im Kalksilikatfels angelegt, über welche ich selbst kurze Mitteilungen (in den Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanst. 1910, Nr. 5, S. 129 f., und ib. 1911, Nr. 2, S. 51 ff.) veröffentlicht habe. Ich habe auch darauf hingewiesen, daß diese Vorkommnisse in der Praxis schon seit langer Zeit bekannt zu sein scheinen und daß man insbesondere die vorzügliche Eignung der außerordentlich zähen Kalksilikatgesteine zu Straßenschotter frühzeitig erkannt haben dürfte. Nur so erklärt es sich, daß man in dem gut bewaldeten Gebiete die räumlich immerhin ziemlich beschränkten Vorkommnisse unter der dicken Humusschichte so leicht aufzufinden wußte. Auch den Mineralogen waren die offenbar in Steinbrüchen aufgeschlossenen Kalksilikathornfelse schon vor langer Zeit bekannt, wenn sie auch nicht als das erkannt wurden, was sie sind. Immerhin kam schon der heimische Mineraloge W. Hruschka — seinem Berufe nach „bürgerlicher Töpfermeister“, wie er sich in den von ihm veröffentlichten mineralogischen Notizen selbst nennt — vor nahezu 90 Jahren der heute geltenden Anschauung über die Genesis der Kalksilikathornfelse sehr nahe, indem er gelegentlich der Beschreibung des von ihm entdeckten Vesuvianvorkommens „in der Gegend von Schwarzkirchen“ folgendes sagt: „Der Idokras ist hier in einer Gebirgsart eingewachsen, die früher Urkalk gewesen zu sein scheint, jetzt aber durch Verkieselung in Hornstein umgewandelt ist. Auch ist Augit und kristallisierter Chlorit in dem Hornstein eingewachsen.“ („Vorkommen und Kristallisation einiger mährischer Fossilien“; Mitteil. der k. k. mähr.-schles. Gesellschaft zur Beförderung des Ackerbaues, der Natur- und Landeskunde, Brünn 1825, S. 7 f).

Obzwar also schon W. Hruschka die Eigentümlichkeiten unserer Kalksilikathornfelse auf eine Metamorphose von „Urkalk“ zurückzuführen suchte, wurden diese Gesteine in der Folge doch entweder verkannt (so z. B. von F. A. Kolenati in seinem Buche: „Die Mineralien Mährens und Oesterl.-Schlesiens“, Brünn 1854, für „Quarzit“ gehalten) oder gänzlich unbeachtet gelassen. Herrn Prof. F. E. Suess gebührt auf alle Fälle das Verdienst, dieselben als im Granitkontakt veränderte Kalksteine erkannt zu

haben; strittig bleibt nur die Frage, ob es sich hier tatsächlich, wie F. E. Suess meint, um veränderte Mitteldevonkalke oder vielleicht, wie ich vermute, um kontaktmetamorphe Kalksteine der kristallinen Schiefer, speziell jene der „moravischen Zone“, handelt.

In seiner ersten Mitteilung (Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanstalt 1900) hat F. E. Suess die „Zusammengehörigkeit der kontaktmetamorphen Tetschitz-Eibenschitzer Kalke mit den Mitteldevonkalken von Eichhorn“ bloß als wahrscheinlich bezeichnet. In den Erläuterungen zur geologischen „Exkursion nach Segengottes“ (Führer zu den Exkurs. d. IX. internat. Geologenkongresses, Wien 1903) findet sich auch schon die Deutung des „gneisartigen Randgesteins“ der Kulmgrauwacke von Neslowitz als eine Kontaktbildung und die Bemerkung, daß das Fehlen des Devonkalkes in jener Strecke des Eruptivstockes, in welcher die Kalksilikat-hornfelse auftreten, sowie das Verhältnis der Kontaktkalke zur Kulmgrauwacke kaum daran zweifeln lassen, daß es sich hier um veränderte Devonkalke handle. Noch bestimmter heißt es dann in der Abhandlung: „Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Intrusivmasse“ (Verh. der k. k. geolog. Reichsanst. 1906, S. 295 f.): „Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß bei Neslowitz Schollen eines grauwackenartigen Sediments in Verbindung mit Kalkschollen in die Brünner Intrusivmasse versenkt wurden und eine hochgradige Kontaktmetamorphose erlitten haben. Ein Zusammenhang, der nur zugunsten des devonischen Alters der Neslowitzer Kontaktkalke gedeutet werden kann, denn sowohl im Osten als auch im Westen der Intrusivmasse sind Devonkalk und Kulmgrauwacke ebenfalls stets innig vergesellschaftet und aus diesen beiden Gesteinen bestehen die an dem westlichen Randbruche gegen die Boskowitz Furche eingeklemmten Schollen“.

Während F. E. Suess in seiner ersten Abhandlung (1900) die endgültige Entscheidung über das Alter der Eruptivmasse davon abhängig machte, „ob es gelingen wird, die wahrscheinliche Zusammengehörigkeit der kontaktmetamorphen Kalke mit den Mitteldevonkalken von Eichhorn mit Sicherheit nachzuweisen oder zu widerlegen“, glaubt er in der zuletzt zitierten Schrift (1906) das Zusammenvorkommen der Kalksilikatgesteine mit mürben Gneisen, die für kontaktmetamorphe Kulmgrauwacke erklärt werden, nur zugunsten des devonischen Alters der ersteren deuten zu

können. So kam es, daß Dr. H. Veters in seinen vor kurzer Zeit erschienenen „Erläuterungen zur geologisch-tektonischen Übersichtskarte des Wiener Beckens und seiner Randgebirge“ (S. 34) das postdevonische Alter des Brünner Granitits als eine unzweifelhafte Tatsache hinstellen konnte, obwohl ich schon vor einem Jahre (Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanst. 1910, S. 129 f.) darauf hingewiesen habe, daß es auch noch eine andere Möglichkeit gibt, durch welche das Auftreten von Kontakterscheinungen im Gebiete des Brünner Granitstockes in befriedigender Weise erklärt werden kann. Meine Ausführungen waren allerdings nur sehr knapp gehalten und auch in meiner zweiten Mitteilung („Zur Kenntnis der Kalksilikathornfelse der Brünner Eruptivmasse“, Verhandl. der k. k. geolog. Reichsanst. 1911, S. 51 ff.) habe ich mich nur kurz gefaßt. Da es sich um eine vor fast vierzig Jahren aufgeworfene, aber bis heute noch durchaus nicht endgültig erledigte Frage handelt, will ich an dieser Stelle alle Momente, die meiner Ansicht nach gegen das postdevonische Alter der Brünner Granitintrusion sprechen, etwas eingehender und völlig frei von jeder Voreingenommenheit darlegen.

Zunächst will ich noch einmal konstatieren, daß das vollständige Fehlen der Erscheinungen der Kontaktmetamorphose in den östlich vom Brünner Granitzuge gelegenen, sehr ausgedehnten Devon- und Kulmablagerungen, sowie an den innerhalb des genannten Granitzuges erhaltenen Schollen von kieseligem „Unterdevon“ und Devonkalk (Josefstal, Wesselitz) eine unbestreitbare Tatsache ist, deren Gewicht, wie ich glaube, nicht gar zu gering geachtet werden darf.

Auch auf der Westseite des Granitzuges finden wir eine lange Reihe von räumlich allerdings meist sehr beschränkten Schollen von Devonkalk, an welchen, wie auch F. E. Suess ohneweiters zugibt, keinerlei Kontaktmetamorphose zu erkennen ist. Das von F. E. Suess geologisch aufgenommene Blatt Brünn der Generalstabkarte ist leider noch nicht erschienen; es läßt sich also vorläufig noch nicht genau feststellen, wie weit sich nach der Ansicht des genannten Forschers die unveränderten Devonkalkschollen am Westrande des Granitzuges nach Süden erstrecken. Auf der geologischen Karte der Umgebung von Brünn von Makowsky-Rzehak ist eine solche Kalkscholle ungefähr 0·5 km westlich vom Schloß Eichhorn eingezeichnet. F. E. Suess erwähnt in

seiner bereits zitierten Abhandlung: „Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz und der Ostrand des böhmischen Grundgebirges“ (Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanst., 57. Bd., 1907, S. 809) ebenfalls blaugrauen, weiß und rot geäderten Devonkalk, der gegenüber von Schloß Eichhorn an grobkörnigen Hornblendegranit angrenzt; die Berührungsstelle ist zwar nicht aufgeschlossen, doch scheint es sich um eine tektonische Grenzlinie zu handeln. F. E. Suess hat aber (ib. S. 811) auch noch ein etwas weiter südlich gelegenes Vorkommen von unverändertem Devonkalk und zersetzter Kulmgrauwacke konstatiert, und zwar in der seichten Furche, die von dem Dorfe Hozdetz in nahezu östlicher Richtung gegen das Granitgebirge hinabzieht. Von hier angefangen bis über Mähr.-Kromau hinaus soll jedoch anstehender, unveränderter Devonkalk nicht mehr vorkommen und auch die Kulmgrauwacke bis auf Spuren (bei Neslowitz) verschwunden sein. Statt der unveränderten Kalksteine treten in diesem Landstrich nach F. E. Suess die Kalksilikatgesteine als Produkte der Kontaktmetamorphose, die die in das Granitmagma eingesunkenen Kalkschollen erlitten haben, auf, während die Kulmgrauwacken in gneisähnliche Gesteine umgewandelt erscheinen.

Es muß gewiß zugegeben werden, daß die von F. E. Suess aus der räumlichen Verteilung der unveränderten Devonkalksteine und der zweifellos durch Kontaktmetamorphose entstandenen Kalksilikatgesteine gezogene Schlußfolgerung auf den ersten Blick durchaus naturgemäß erscheint; es bleibt jedoch noch zu untersuchen, ob sie auch tatsächlich mit allen sonstigen Beobachtungen und Erwägungen im Einklang steht.

Was nun zunächst das gänzliche Fehlen des Devonkalksteins am Granitrande zwischen Hozdetz im Norden und Mähr.-Kromau im Süden anbelangt, so sei auf die Möglichkeit hingewiesen, daß einzelne kleine Kalkinseln, ähnlich der bei Schloß Eichhorn (an der Straße nach Eichhorn-Bitischka), in dieser kalkarmen Gegend durch den Abbau zum Zwecke des Kalkbrennens verschwunden sein können. Schon im Jahre 1855 hat F. Foetterle (Bericht über die im Jahre 1855 in der Gegend nordwestlich von Brünn ausgeführte geologische Aufnahme) darauf hingewiesen, daß der Ostrand der Permformation unseres Gebietes von einem sehr schmalen, oft nur wenige Klafter mächtigen Kalkzuge gebildet werde, welcher unmittelbar mit jenen Gebilden zusammenhängt,

„die bei Boskowitz entschieden der devonischen Grauwacke angehören“. K. Schwippel spricht in seiner Abhandlung: „Das Rossitz-Oslawaner Steinkohlengebiet“ (Verhandl. des naturf. Vereins in Brünn, III, 1864, S. 13) von einem bei Tetschitz auftretenden „Kalksteinflötz“ und trägt auch auf der von ihm entworfenen geologischen Karte am Granitrande südlich von Tetschitz eine Kalkpartie ein. Dieselbe erscheint auch auf der Kartenskizze, welche W. Helmhaecker seiner „Übersicht der geognostischen Verhältnisse der Rossitz-Oslawaner Steinkohlenformation“ (Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst., XVI, 1866, S. 447 ff.) beigegeben hat. Auf dieser Kartenskizze sind aber auch mehrere andere Kalkvorkommnisse, namentlich am Granitrande zwischen Neslowitz und Eibenschitz, verzeichnet.

Im Text der zitierten Abhandlung werden sie nur ganz kurz erwähnt, indem der Autor bemerkt, daß der „vielleicht schon dem Devon angehörige“ Kalkstein zwischen der Permformation und dem „Urgebirge“ (gemeint ist der Brünner Granitzug) in einzelnen „sich ausscheidenden und wieder ansetzenden Lagen“ auftritt.

Auf der von F. Foetterle entworfenen und vom „Wernerverein“ im Jahre 1867 herausgegebenen geologischen Übersichtskarte von Mähren und Schlesien sind zwischen Tetschitz und Eibenschitz merkwürdigerweise — wohl infolge eines Irrtums bei der Reproduktion der Karte — bloß „Sandsteine des flötzführenden Karbons“ verzeichnet. Auf der im Jahre 1884 erschienenen geologischen Karte der Umgebung von Brünn von Makowsky und Rzehak sind in der genannten Strecke drei isolierte Devonkalkvorkommnisse eingetragen.

An der Existenz dieser Kalkvorkommnisse kann wohl nicht gezweifelt werden; man kann höchstens mit F. E. Suess den Einwand erheben, daß die fraglichen Kalkinseln nicht als anstehendes Devon, sondern bloß als große, abgequetschte Blöcke von Devonkalkstein aufzufassen sind. Das Vorkommen solcher Blöcke längs des Ostrandes der Boskowitz Furche gibt nämlich der genannte Forscher ohneweiters zu, ja er sagt sogar bei Besprechung der interessanten „Lettenkluft“ von Budkowitz (loc. cit. S. 822), daß uns die in dieser Lettenkluft auftretenden, bis kopfgroßen Blöcke von Devonkalk eine Erklärung geben für das Vorkommen solcher Blöcke „an zahlreichen Punkten entlang des Ostrandes der Boskowitz Furche, zwischen den größeren Kalkvorkommnissen

von Eichhorn im Norden und denen von Lissnitz im Süden.“ In den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Brünn von Makowsky und Rzehak wird (S. 46 des Sep.-Abdr.) bemerkt, daß auf der 9 km langen Strecke zwischen NeuhoF bei Eichhorn und Tetschitz einzelne Kalkgerölle das einstige Vorhandensein des Kalksteins verraten. Selbst bei Neslowitz, also unweit der großen Aufschlüsse im Kalksilikathornfels, hat F. E. Suess noch bis zu 1 m Länge erreichende Blöcke von unverändertem Devonkalk gefunden. In der Gegend des Fürstenwaldes sind sie so zahlreich, daß man nach F. E. Suess (loc. cit. S. 823) „fast im Zweifel darüber sein könnte, ob nicht der Schutt im obersten Teil der kleinen Waldschluchten eine anstehende Kalkpartie verdeckt“. Es ist das die Stelle, an welcher schon W. Helmhacker eine Devonkalkinsel eingetragen hatte, die auch auf der geologischen Karte der Umgebung von Brünn von Makowsky-Rzehak verzeichnet erscheint. Die großen Blöcke von Devonkalk in der Nähe der Eisenbahnstation Mähr.-Kromau und die zahlreichen Kalktrümmer, die in der Umgebung verstreut sind, deuten doch wohl auf anstehendes Devon, wenn es auch bisher nicht möglich war, eine Kalkpartie aufzufinden, die man mit voller Sicherheit als anstehend bezeichnen könnte. Bei der kleinen Devonkalkscholle von Hozdetz ist dies ja auch nicht der Fall und doch sagt F. E. Suess selbst, daß man sie als anstehend gelten lassen könne (loc. cit. S. 822). Für die Entscheidung unserer Frage scheint es mir übrigens ziemlich gleichgültig, ob zwischen Hozdetz und Eibenschitz wirklich anstehende Reste von Devonkalk oder nur abgequetschte Blöcke vorkommen, da ja die letzteren ohne Zweifel auch nur von größeren, anstehenden, unveränderten Kalkmassen abgequetscht wurden. Diese Abquetschung erfolgte bei der Bildung des östlichen Randbruches der Boskowitz Furche, also in postpermischer, höchstens oberpermischer Zeit. Da nun diese Kalkblöcke ebenso wie die als anstehend geltenden, kleineren und größeren Kalkschollen keine Spur einer Kontaktmetamorphose erkennen lassen, so ergibt sich daraus, daß in dem fraglichen Gebiete, das heißt in der dem Vorkommen der Kalksilikatgesteine entsprechenden Zone, zur Zeit des ausgehenden Paläozoikums auch unveränderte Devonkalke vorhanden waren. Sie müssen auch schon damals wenigstens teilweise bloßgelegt gewesen sein, denn die permokarbonischen Konglomerate enthalten außer Kulmgeröllen auch unveränderte

Devonkalksteine, stellenweise sogar ziemlich zahlreich. Die von F. E. Suess entworfene „hypothetische Darstellung des Oberkarbon und Perm der Boskowitz Furche vor der Grabensenkung“ (Die Tektonik des Steinkohlengebietes von Rossitz usw., S. 806, Fig. 1) läßt erkennen, daß die Bildungszeit des mächtigen „Rokytnakonglomerats“ nicht nur das Oberkarbon, sondern zum Teil auch das vom Oberkarbon nicht deutlich geschiedene Unterperm umfaßt. Wenn nun in unserem Gebiete unveränderte Devonkalke in die unterpermischen Konglomerate gelangen konnten, so läßt sich dies nur auf zweifache Art erklären, nämlich entweder durch die Annahme, daß die Kontaktmetamorphose der hier noch vorhandenen Devonkalke bloß eine teilweise war, oder aber daß die Granitintrusion (und somit auch die Kontaktmetamorphose) in die oberpermische Zeit oder gar in das Mesozoikum fällt. Zugunsten eines so jugendlichen Alters der Brünner Granitintrusion läßt sich kaum eine Tatsache geltend machen; hingegen könnte man wohl sagen, daß die Kontaktmetamorphose naturgemäß nur die tiefsten Partien des Devonkalksteins betroffen hat, welche in Kalksilikategesteine umgewandelt wurden, während die zutage tretenden, der Denudation ausgesetzten Partien infolge der bedeutenden Mächtigkeit des Devonkalksteins vollständig intakt geblieben sind.

Aber auch diese letztere Annahme befriedigt uns nicht vollständig, wenn wir alle Verhältnisse gleichmäßig berücksichtigen. Die Unterlage des Devonkalksteins haben wahrscheinlich auch im Gebiete der Boskowitz Furche zunächst teils kieselige, teils tonige Gesteine, die man dem „Unterdevon“ des östlichen Devongebietes vergleichen kann, gebildet. Bei Kodau sind tatsächlich derlei Gesteine bekannt, die ihrerseits wiederum die kristallinen Schiefer der moravischen, beziehungsweise (in der Gegend südlich von Eibenschitz) moldanubischen Zone zur Unterlage gehabt haben. Das aufsteigende Granitmagma muß die Unterlage des devonischen Kalksteins nahezu vollständig durchbrochen beziehungsweise eingeschmolzen haben, um die weitgehende Umwandlung des letzteren zu Kalksilikathornfels verursachen zu können.

Die ursprünglich tief gelegenen, kontaktmetamorphen Partien müssen aber später in einzelnen Schollen so weit emporgehoben worden sein, daß sie nach Abtragung ihrer Decke in das orographische Niveau der unverändert gebliebenen Kalkmassen gelangen konnten. Es ist hierbei ganz gleichgültig, ob wir annehmen, daß

die devonischen Kalksteine nur an ihrer unteren Begrenzungsfläche, in welcher sie durch Einschmelzung ihrer Unterlage in unmittelbare Berührung mit dem Granitmagma kamen, verändert wurden (vgl. die oben zitierte Fig. 1 bei F. E. Suess), oder ob einzelne Kalkschollen in das Granitmagma eingesunken sind und durch die allseitige Einwirkung des letzteren eine vollständige Umwandlung in Kalksilikathornfelse erlitten haben. Die Annahme bedeutender Niveauperänderungen der kontaktmetamorphen Partien kann unmöglich umgangen werden, da die letzteren heute vielfach in derselben orographischen und geologischen Position auftreten wie die intakt gebliebenen Kalke. Da die Kalksilikathornfelse vorwiegend in der Gegend zwischen Hozdetz und Eibenschitz und in dem annähernd durch die Parallelkreise der genannten Orte begrenzten Teile des Brünner Granitstockes (westlich von Schebetein, bei Popuwek usw.) auftreten, so müßte man weiters annehmen, daß die oben erwähnten Niveauperänderungen an Querbrüchen vor sich gegangen sind. Die tatsächliche Existenz solcher Querbrüche läßt sich jedoch nicht nachweisen; man kann im Gegenteil mit Sicherheit behaupten, daß solche Querbrüche in unserem Gebiete nicht existieren.

Bei der Devonkalkscholle von Lelekowitz ist das Fehlen jeglicher Kontaktmetamorphose auch durch die kompliziertesten Niveauperänderungen nicht zu erklären. Man könnte höchstens sagen, daß das hier etwa 40—50 m mächtige Quarzkonglomerat, welches im Liegenden der Kalkscholle auftritt, die Einwirkung des Granitmagma auf den Kalkstein verhindert habe. Der Granit ist hier in einer verhältnismäßig geringen Entfernung von den eben erwähnten Konglomeraten südlich von der Ortschaft durch einen Steinbruch aufgeschlossen, der Kontakt mit dem Konglomerat jedoch nicht sichtbar; er fällt gerade in den Streifen, über welchen die Straße nach Zinsendorf führt. Auf der höheren bewaldeten Kuppe südlich von Lelekowitz (Kote 370 der Generalstabkarte wird das Liegende der ostwärts einfallenden Konglomerate von Diabas gebildet, die Grenze gegen den Granit ist eine tektonische. Spuren einer Kontaktmetamorphose sind an den Konglomeraten und Sandsteinen nicht zu erkennen.

Gegen die Deutung unserer Kalksilikathornfelse als kontaktmetamorphe Devonkalke sprechen aber auch noch andere Tatsachen. So findet man z. B., daß die erstgenannten Gesteine häufig gebän-

dert erscheinen, während der Devonkalk nur ganz ausnahmsweise einen mehrfach wiederholten Wechsel von rein kalkigen und kalkig-tonigen Schichten erkennen läßt. Sehr auffallende Begleiter der Kalksilikatgesteine unseres Gebietes sind die mürben, dünnblättrigen, zum Teil gneisähnlichen Glimmerschiefer, die F. E. Suess als kontaktmetamorphe Kulmgrauwacken auffaßt. In dem Verhältnis der Kontaktkalke von Neslowitz zur dortigen Kulmgrauwacke findet F. E. Suess eine wichtige Stütze für die Ansicht, „daß man es mit veränderten Devonkalcken zu tun hat“ (Exkursion nach Segengottes bei Brünn, S. 8). Er bemerkt, daß bei Neslowitz eine westlich fallende, veränderte Kalkbank in den zersetzten, schieferigen, als eine dem Harzer „Eckergneis“ analoge Kontaktbildung der Grauwacke aufgefaßten Gesteinen eingeschlossen ist. Auch ich fand in den neuen Aufschlüssen der Kalksilikathornfelse in der Gegend zwischen Schebetein und Schwarzkirchen (vgl. meine diesbezüglichen Notizen: Neue Aufschlüsse in d. Kalksilikatgest. d. Brüner Eruptivmasse, Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1910, S. 129 f., und: Zur Kenntnis d. Kalksilikathornfelse d. Brüner Eruptivmasse, ib. 1911, S. 51 ff.) die Kalksilikatgesteine mit blättrigen, teils gneis-, teils glimmerschieferähnlichen Gesteinen so enge verknüpft, daß mir die Deutung der ersteren als kontaktmetamorphe Devonkalke und der letzteren als kontaktmetamorphe Kulmgrauwacken oder Kulmschiefer durchaus unzulässig erscheint. Beide gehören ohne Zweifel zusammen und sind durch Kontaktmetamorphose einer Gesteinsscholle entstanden, in welcher gebänderte Kalksteine in wiederholter Wechselagerung mit tonig-sandigen Schichten auftraten. Unserem Devonkalk sind Einlagerungen der letzteren Art im allgemeinen ganz fremd, wenn auch hie und da tonreiche Zwischenlagen auftreten.

Die Bänderung unserer Kalksilikathornfelse und ihre innige Verknüpfung mit den dünnblättrigen Biotitgneisen erklärt sich sehr leicht, wenn wir annehmen, daß das ursprüngliche Material nicht Devonkalk und Kulmgrauwacke, sondern eine jener wahrscheinlich paläozoischen, aber vordevonischen Kalkschollen war, die sich am äußersten Ostrande der böhmischen Masse, namentlich in der Umgebung von Tischnowitz, vorfinden. Diese Kalksteine enthalten vielfach dünne, tonige Zwischenmittel und sind teils von Tonschiefern, teils von grauwackenähnlichen Sandsteinen begleitet. Die Gesteine der „moravischen“ Zone sind zwar vom Brüner Granitstock durch die Boskowitz Furche getrennt, treten jedoch

im Untergrunde der letzteren miteinander ohne Zweifel in Berührung. Schon in der Gegend südlich von Mähr.-Kromau reichen moravische und moldanubische Gesteine bis an den Granit heran und dasselbe ist noch weiter im Süden der Fall, denn der mit Gneis und Phyllit verknüpfte Granit von Maissau (vgl. die von F. Mocker in Tschermaks Miner. petrogr. Mitteilungen, 1910, N. F., XXIX. Bd., S. 352, veröffentlichte geologische Kartenskizze) gilt als eine Fortsetzung des Brünner Granitstockes. Biotitgneise und „Biotitschiefer“ treten ja selbst innerhalb des Brünner Granitgebietes (Tikowitz-Mielschan) auf, mitunter von Kalksilikatgesteinen begleitet. Bei diesen Vorkommnissen läßt es F. E. Suess (Mylonite und Hornfelsgneise in der Brünner Intrusivmasse; Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1906, S. 296) vorläufig unentschieden, ob sie ebenfalls durch den Granitkontakt veränderte Sedimente von vermutlich paläozoischem Alter sind.

Mit Rücksicht auf die Situation der Kalksilikathornfelse von Popuwek, Womitz, Josefshof (Kyvalka) und Schebetein muß man wohl zugeben, daß die Entstehung dieser Kontaktprodukte dem Brünner Granit zugeschrieben werden könnte. Es ist jedoch zu bemerken, daß die Substanz der innerhalb der Kalksilikatgesteine in Form von Adern und Gängen auftretenden granitischen Intrusionen mit dem Brünner Granit sehr wenig Übereinstimmung aufweist.

Schon F. E. Suess hat (Mylonite und Hornfelsgneise usw., Verh. der k. k. geol. Reichsanst. 1906, S. 293) betont, daß in einzelnen feldspatreichen Lagen der Hornfelsgneise zahlreiche, bis 3 mm lange Säulchen von schwarzem Turmalin auftreten, während dieses Mineral sonst in den Massengesteinen und Ganggesteinen der Brünner Intrusivmasse niemals angetroffen wird. Die erwähnten „feldspatreichen Lagen“ sind wohl als Injektionen aufzufassen und ihre Abweichung von den aplitischen und pegmatitischen Gängen des Brünner Granitstockes gewiß bemerkenswert. Ich selbst habe bei Schebetein Stücke von Kalksilikatgestein mit aplitischen und pegmatitischen Gängen gesammelt, deren Ähnlichkeit mit den analogen Vorkommnissen des Brünner Granitgebietes ebenfalls nur gering ist. Die Abweichung betrifft zunächst den Feldspat, welcher nicht die charakteristische rote Farbe besitzt, sondern weiß, hellgrau bis dunkelgrau, im feuchten Zustande mitunter fast schwarz erscheint. Eine nähere Untersuchung dieses Feldspats auszuführen war mir bisher nicht möglich.

An den Salbändern der feldspatreichen Adern findet man nicht selten einen diallagähnlichen, grünen, im zersetzten Zustande auf den Absonderungsflächen mit einer dünnen Schichte von metallisch glänzendem Eisenhydroxyd überzogenen Pyroxen, der in ganz ähnlicher Ausbildung an vielen Stellen der „moravischen Zone“ vorkommt, dem Brünner Granitstock aber ebenso fremd ist wie der früher erwähnte Turmalin. Es sprechen also auch diese Verhältnisse ganz entschieden zugunsten meiner Annahme, daß die Kalksilikathornfelse der Brünner Eruptivmasse auf die Kontaktmetamorphose einer vordevonischen, der moravischen Zone angehörigen Kalkscholle zurückzuführen sind. Sie füllen nicht die Lücken in dem langen, schmalen Devonkalkzuge aus, der den östlichen Randbruch der Boskowitz Furche begleitet, sondern liegen zum größten Teil innerhalb des Granitstockes, während anderseits in unmittelbarer Nähe der randlichen Vorkommnisse (Tetschitz, Nesslowitz, Eibenschitz) auch unveränderte Devonkalke — mindestens in Form von zahlreichen Blöcken, höchstwahrscheinlich aber auch anstehend — auftreten.

Zugunsten der Ansicht, daß der Brünner Granitit möglicherweise doch jünger ist als das angrenzende Paläozoikum, wurde auch das angebliche Fehlen von Granititgeröll in den ziemlich verbreiteten paläozoischen Konglomeraten unseres Gebietes geltend gemacht; das in den Permsandsteinen und Permkonglomeraten mitunter sehr reichlich vorkommende kristallinische Material hat man anscheinend — und vielleicht mit Recht — immer nur auf das Gneisgebiet im Westen der Boskowitz Furche zurückgeführt.

Obwohl sich die bekanntlich als „Unterdevon“ aufgefaßten roten Quarzkonglomerate der nächsten Umgebung von Brünn in Folge ihrer Eintönigkeit keineswegs als ein vielversprechendes Forschungsobjekt darstellen, habe ich ihnen doch mit Rücksicht auf ihre Ähnlichkeit mit den „archaischen“ Konglomeraten der Umgebung von Tischnowitz seit jeher eine gewisse Aufmerksamkeit geschenkt. Ich habe insbesondere nach fremden, das heißt nicht aus Quarz bestehenden Einschlüssen gefahndet, war aber auch bemüht, den Kontakt zwischen dem „Unterdevon“ und dem Granitit, beziehungsweise Uralitdiabas, aufzufinden. Meine durch mehrere Jahre fortgesetzten Untersuchungen ergaben schließlich doch einige Resultate, die nicht bloß die Charakteristik unseres sogenannten „Unterdevons“ um manchen neuen Zug bereichern, sondern auch wertvolle An-

haltspunkte zur Beurteilung des geologischen Alters der Brünner Eruptivmasse bieten.

Fremde Einschlüsse sind in unseren Quarzkonglomeraten äußerst selten; am häufigsten findet sich ein dunkelgrauer bis schwarzer Kieselschiefer, dessen mikroskopische Untersuchung nichts Bemerkenswertes bietet, ganz vereinzelt in kleinen Fragmenten ein feinkörniger, serizitischer Gneis. Nur ein einzigesmal fand ich ein kantiges Bruchstück von feinkörnigem, fast jaspisähnlichem Quarzit, der sich durch seine eigentümliche rote Farbe und den lackartigen Glanz von der übrigen Gesteinsmasse sehr scharf abhob. In der Nähe des sogenannten „Helgolandfelsens“ auf dem Gelben Berge fand ich lose ein kleines, abgerolltes Stückchen von Amphibolschiefer; daß auch dieses dem Konglomerat entstammt, will ich nicht behaupten, möchte jedoch bemerken, daß eine zufällige Verschleppung höchst unwahrscheinlich ist.

Auch Einschlüsse fremder Mineralien werden im Brünner Quarzkonglomerat nur selten beobachtet. In den Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Brünn von Makowsky und Rzehak werden (S. 39 des Sep.-Abdr.) außer Glaukonit nur „derber Eisenglanz in blätterigen Stücken“ und als besondere Seltenheit Rutil (nur ein einzigesmal von F. A. Kolenati gefunden) genannt.

Ich fand überdies ein kleines, schwarzes, unscharf begrenztes Kristallsälchen als Einschluß im Quarz; die mikroskopische Untersuchung ergab parallele Auslöschung, es dürfte sich also wahrscheinlich um Turmalin handeln. Auf Kluftflächen einzelner Quarzgerölle beobachtete ich kleine, glänzende Blättchen von Muskowit, die zum Teil als Neubildungen aufzufassen sein dürften.

Viel Interesse bot die optische Untersuchung von Dünnschliffen des Quarzkonglomerats; es zeigte sich, daß die im gewöhnlichen Lichte ganz intakt erscheinenden Quarzkörner im polarischen Lichte ein förmliches Mosaik bilden, dessen einzelne Teile miteinander oft in der kompliziertesten Weise verzahnt sind und häufig eine undulöse Auslöschung besitzen. In manchen Partien des Konglomerats sieht man zwischen den einzelnen Quarzkörnern kleine, opake Mineralkörnchen eingestreut, die im auffallenden Lichte einen deutlichen Metallglanz erkennen lassen. Mitunter sind diese Körnchen groß genug, um mit freiem Auge wahrnehmbar zu sein; da ich Einschlüsse, die man für Glaukonit halten könnte,

bei meinen Untersuchungen des Brünner Quarzkonglomerats nicht gefunden habe, so darf ich es wohl als zweifellos hinstellen, daß der vermeintliche „Glaukonit“ mit den oben erwähnten Erzkörnchen identisch ist (vgl. meine Abhandlung: „Über einige geologisch bemerkenswerte Mineralvorkommnisse Mährens“, Verh. d. naturf. Ver. in Brünn, XLVIII. Bd., 1909, erschienen 1910). Eine genauere Prüfung der letzteren ist kaum möglich. Es ist mir jedoch zufällig gelungen, bei einem Besuche des großen Steinbruches am „Roten Berge“ eine Gesteinspartie zu finden, in welcher diese Erzkörnchen zu einer mehrere Zentimeter mächtigen, auf etwa 1 m Länge verfolgbaren Schichte angehäuft waren. Da konnte ich nun leicht feststellen, daß wir es mit titanhaltigem Eisenglanz zu tun haben, der sich hier, am Roten Berge, als letztes Residuum irgend eines basischen, der Zerstörung anheimgefallenen Eruptivgesteins, als fossiles Analogon der rezenten „Titaneisensande“ abgelagert hat.

Während der unser Konglomerat fast ausschließlich zusammensetzende Quarz auf keinen Fall der Brünner Eruptivmasse entstammt, sondern ohne Zweifel aus größerer Entfernung — wahrscheinlich aus dem kristallinen Gebiete der Gegend von Tischnowitz¹⁾ — transportiert wurde, könnte man bezüglich der Provenienz des Eisenglanzes wohl an einzelne Eruptivgesteine der näheren Umgebung von Brünn denken, in erster Linie an die Diabase. F. E. Suess erwähnt bei der Beschreibung des Brünner Diabasvorkommens (Vorläufiger Bericht über die geol. Aufnahme im südlichen Teile der Brünner Eruptivmasse; Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903, S. 385) unter den Gemengteilen dieses Gesteins auch Titaneisen, welches er für eine Pseudomorphose nach Titanit erklärt. Die scharfe Unterscheidung zwischen Titaneisen und titanhaltigem Eisenglanz wird bei sehr kleinen Körnern nicht immer leicht sein; ich selbst habe die Erzkörnchen unseres Quarzkonglomerats mit Rücksicht auf die deutliche Titanreaktion, die ich bei ihrer Untersuchung beobachtete, ursprünglich auch als Ilmenit bezeichnet, dann aber die Bezeichnung „titanhaltiger Eisenglanz“

¹⁾ Es ist bemerkenswert, daß Quarzgerölle nicht bloß in den bisher als archaisch geltenden Konglomeraten von Wohantschitz usw., sondern auch in dem dichten, meiner Vermutung nach paläozoischen (vordevonischen) Kalkstein des Kwietnitzaberges (Südabhang) bei Tischnowitz vorkommen; sie sind mitunter bis baselnußgroß. Kleine Quarzkörner treten mitunter auch im mitteldevonischen Kalkstein auf und vermitteln Übergänge desselben in Sandsteine.

vorgezogen, weil die Mehrzahl der Körner beim Zerreiben ein rötlichbraun gefärbtes Pulver gibt. Für unsere Frage ist es übrigens ganz gleichgültig, ob wir es mit Ilmenit oder Eisenglanz zu tun haben; wichtig ist jedoch die Tatsache, daß es unter den „Grünsteinen“ der Umgebung von Brünn auch solche gibt, welche ganz gleiche Erzkörner enthalten wie das unterdevonische Quarzkonglomerat. Ich fand ein Geröllstück von dichtem, stark verändertem Grünstein, auf dessen geglätteter Oberfläche ziemlich reichliche, dunkelgraue, metallisch glänzende Körnchen schon mit freiem Auge erkennbar sind, in dem „unterdevonischen“ Konglomerat des Haidenberges (Hadyberg), ein Fund, der auf ein wenigstens zum Teil vordevonisches Alter unserer Diabasergüsse hinweist. Die letzteren sind ja heute bereits sehr stark abgetragen und es läßt sich deshalb ohneweiters annehmen, daß gerade die durch reichlicheres Vorkommen von Eisenglanzkörnern ausgezeichneten Partien der Zerstörung anheimgefallen sind. Überreste dieser zerstörten Partien sind eben die Gerölle im „unterdevonischen“ Konglomerat des Haidenberges und die Eisenglanzkörner der Brüner Quarzkonglomerate. Die rote Färbung der letzteren ist zum Teil auf die primäre Färbung der Quarzgerölle, hauptsächlich aber auf das dem Bindemittel beigemengte Eisenoxyd zurückzuführen. Das letztere tritt entweder als rotes Pulver oder auch in Gestalt dünner, metallisch glänzender Häutchen auf der Oberfläche der Gerölle oder auf Kluftflächen auf; ausnahmsweise beobachtete ich auch winzige, sechsseitig begrenzte Täfelchen. In gewissen Partien der Konglomerate und Sandsteine finden sich reichliche Ausscheidungen von Limonit, mitunter — wie z. B. im großen Steinbruch am Roten Berge — größere traubige Massen von schwarzbrauner Farbe. Dieser auffallende Eisenreichtum dürfte wenigstens zum Teil auf die Zerstörung basischer, eisenreicher Diabasgesteine der Umgebung von Brünn zurückzuführen sein; daß hier solche Gesteine schon in vordevonischer Zeit tatsächlich vorhanden und der Denudation preisgegeben waren, beweisen unwiderleglich die oben erwähnten Geröllstücke aus dem Konglomerat des Haidenberges.

Aber auch die granitischen Gesteine der Brüner Eruptivmasse scheinen in den altpaläozoischen Sedimenten Spuren ihres Vorhandenseins hinterlassen zu haben. Ein Teil der „unterdevonischen“ Sandsteine trägt nämlich den Charakter typischer Arkosen, deren reichliche Feldspatbeimengung ganz ungewungen auf den

Brünner Granit zurückgeführt werden kann, wenn es auch bei der immerhin ziemlich vorgeschrittenen Zersetzung der Feldspate schwer möglich ist, ihre Identität mit den Feldspaten des Brünner Granits mit voller Sicherheit nachzuweisen. Hie und da — so z. B. am rechten Schwarzaufer zwischen dem Roten Berge und dem Schreibwald — ist den Sandsteinen auch sehr reichlich Glimmer beige-mengt; viele Glimmerblättchen sind noch dunkelgrün, andere sind hellgrün bis nahezu silberweiß, wobei sich zwischen den verschiedenen Farben alle möglichen Abstufungen vorfinden. Einzelne dieser Glimmerblättchen bilden verhältnismäßig große, deutlich sechsseitig begrenzte Tafeln, die genau dem zumeist idiomorph ausgebildeten Biotit des Brünner Granitits entsprechen und meiner Überzeugung nach auch tatsächlich diesem Gestein entstammen; ihre helle Farbe ist ohne Zweifel ;bloß auf eine Ausbleichung zurückzuführen, wie sie auch an den anderen Glimmerblättchen deutlich zu erkennen ist.

Es wäre meiner Ansicht nach sinnlos, diese Glimmereinschlüsse auf irgend ein entfernteres Gesteinsvorkommen beziehen zu wollen, da schon die Erhaltung der scharfen, kristallographischen Begrenzung bei einem so weichen Mineral die Annahme eines längeren Transportes ausschließt. Es wäre wohl auch gar nicht leicht, außerhalb des Brünner Granitstockes ein Gestein aufzufinden, welches den idiomorphen, dunkelgrünen Biotit geliefert haben könnte.

Auch das früher erwähnte Konglomerat des Haidenberges enthält granitischen Detritus. Stellenweise ist roter Orthoklas reichlich angehäuft und auch Brocken von Granit finden sich vor. Allerdings läßt sich die Zugehörigkeit dieser Granitbrocken zum Brünner Granitit sehr schwer beweisen; der letztere zeigt aber heute noch eine so bedeutende Mannigfaltigkeit in der Ausbildung, daß es nicht angeht, die Möglichkeit der Zugehörigkeit der erwähnten Graniteinschlüsse zum Brünner Granitstock von vornherein zu bestreiten. Schon in den Erläuterungen zur geolog. Karte der Umgebung von Brünn (S. 39 d. Sep.-Abdr.) von Makowsky und Rzehak werden die Konglomerate des Haidenberges als syenitische Konglomerate bezeichnet; gleichzeitig wird bemerkt, daß die Graniteinschlüsse derselben „mit einigen Varietäten des vielgestaltigen granitischen Syenits von Brünn“ vielfach übereinstimmen. Die Abweichungen können, ähnlich wie bei den früher erwähnten Diabasgesteinen, wohl dadurch erklärt werden, daß die schon in vor-

devonischer Zeit der Abtragung zugänglichen, peripherischen Partien unserer Granitmasse etwas anders ausgebildet gewesen sein können als die jetzt bloßgelegten tieferen Teile des Batholithen. Bei einer kürzlich zum Zwecke der Wasserbeschaffung im Altbrünner Bräuhaus ausgeführten Bohrung traf man in der diluvialen Schotterschichte auf Granitgerölle, die mit dem Typus des Brünner Granitits nur wenig Ähnlichkeit besitzen und doch ohne Zweifel unserer Eruptivmasse entstammen. Sie erinnern ziemlich lebhaft an den sehr glimmerarmen, durch grellroten Orthoklas ausgezeichneten Granit der Umgebung von Schebetein, aber ebenso lebhaft auch an die interessanten Granitgerölle aus dem Kulm der Gegend von Waldenburg. Das Ursprungsgebiet dieser letzterwähnten Gerölle ist bisher gänzlich unbekannt; durch meine Beschreibung des Granits von Schebetein (in der zitierten Abhandlung „Über einige geologisch bemerkenswerte Mineralvorkommnisse Mährens“, S. 167) sah sich Herr Prof. Dr. Zimmermann in Berlin veranlaßt, mir gegenüber die Ähnlichkeit dieses Granitvorkommens mit gewissen Varietäten der granitischen Kulmgerölle von Waldenburg zu betonen und die Möglichkeit eines Zusammenhanges anzudeuten. Nach Austausch einiger Probestücke konnte ich konstatieren, daß der rote Granit der Kulmgerölle von Gaablau bei Gottesberg mit dem roten Granit von Schebetein tatsächlich eine sehr große Ähnlichkeit besitzt; noch größer ist die Übereinstimmung desselben mit dem Granit aus dem Diluvialschotter von Altbrünn, und wenn es auch vielleicht gewagt ist, aus der äußerlichen Übereinstimmung zweier Gesteine weitgehende Schlüsse zu ziehen, so kann ich doch nicht umhin, dem Gedanken Ausdruck zu geben, daß die Granitgerölle im Kulm von Waldenburg einem nördlichen, jetzt der Beobachtung nicht mehr zugänglichen Ausläufer des Brünner Granitstockes entstammen mögen. Wie bereits bemerkt wurde, gilt ja auch der Granit von Maissau als eine Fortsetzung des Brünner Granitstockes, obzwar die petrographische Übereinstimmung keine vollständige ist; die Entfernung Brünn—Maissau ist jedoch ungefähr ebensogroß wie die Entfernung Brünn—Waldenburg. Dazu kommt, daß die Vorkommnisse von Waldenburg annähernd in die Streichrichtung des Brünner Granitzuges fallen, so daß sich aus der Situation keinerlei Einwände gegen die Annahme eines genetischen Zusammenhanges dieser Vorkommnisse ableiten lassen. Wenn nun im Kulm der Umgebung von

Waldenburg Granitgerölle vorkommen, deren Zugehörigkeit zum Brünner Granitstock zum mindesten als wahrscheinlich bezeichnet werden kann, so ist zu erwarten, daß auch das Paläozoikum der Umgebung von Brünn nicht ganz frei von derartigen Einschlüssen sein dürfte. Mag man auch annehmen, daß die bereits erwähnten Vorkommnisse (Feldspate und Biotit in den „unterdevonischen“ Sandsteinen der Umgebung von Brünn, die „syenitischen“ Konglomerate des Haidenberges) nicht mit Sicherheit auf den Brünner Granit zurückgeführt werden können, so lassen sich doch einige Tatsachen anführen, die ganz entschieden gegen das postdevonische Alter der Brünner Granitintrusion sprechen.

Schon K. Reichenbach hat in seinen „Geolog. Mitteilungen aus Mähren“ (Wien, 1834) angegeben, daß in der Gegend zwischen Hradkow, Wratikow und Walchow (bei Boskowitz) stellenweise ein allmählicher Übergang zwischen „Syenit“ und dem Sandstein des „Lathons“ beobachtet werden kann; das Bindeglied bilden „Syenitschiefer“ und verschiedenartige quarzreiche, mitunter talkige oder tonige Schiefergesteine. Ähnliche Gesteine treten auch in anderen Gegenden unseres Granitgebietes (so z. B. im Punkwatal, aber auch in der näheren Umgebung von Brünn) auf, sind jedoch wenigstens zum Teil auf mechanische Beeinflussungen des Granits (in sogenannten „Quetschzonen“) zurückzuführen.

Es gibt jedoch tatsächlich in unserem Devongebiet Vorkommnisse, die man wohl mit dem die Unterlage bildenden Granit in genetische Beziehungen bringen darf. Ob die Quarzkörner gewisser, anscheinend den liegendsten Schichten des Mitteldevons angehöriger Kalksteine mittelbar (durch das sandige „Unterdevon“) dem Granit entstammen, wie Reichenbach (loc. cit. S. 78 f.) angenommen hat, läßt sich nicht beweisen; wohl aber kann die oft überreichliche Beimengung von granitischem, durch roten Othoklas charakterisiertem Detritus in den die Basis des Devonkalksteins bildenden Konglomeraten des Haidenberges und der Umgebung von Billowitz ohne jeden Zwang auf den granitischen Untergrund zurückgeführt werden. Ein nicht seltener Bestandteil dieser Konglomerate sind rote, sehr feinkörnige bis nahezu dichte Aplite, wie sie im Brünner Granitgebiet allenthalben verbreitet sind. Die Grundmasse, in der die Gerölle eingebettet erscheinen, ist oft so reich an granitischem Detritus, daß einzelne Gesteinspartien, in denen nur sehr wenige

oder gar keine Gerölle eingeschlossen sind, ganz das Aussehen von „regeneriertem“ Granit besitzen.

Die Schichtungslosigkeit erhöht die Ähnlichkeit mit Granit so, daß einzelne Vorkommnisse — wie z. B. das in unmittelbarer Nähe des Billowitzer Försterhauses ganz in den Granit eingesenkte, sehr gut aufgeschlossene Gestein — erst durch die Einschlüsse von Geröllen als unzweifelhaft klastische Gebilde zu erkennen sind. Die Auflagerung derselben auf dem Granit ist nicht zu sehen; die horizontale Schichtung, die H. Bock (loc. cit. S. 262) in dem von der eisernen Brücke in Billowitz ostwärts gegen den Kanitzer Berg führenden Tälchen etwa 500 m von der Brücke beobachtet hat, bezieht sich nur auf Trümmer der Konglomerate und Sandsteine, die von den Gehängen des Kanitzer Berges herabgetragen und in der Talsohle auf der Granitunterlage deponiert worden sind. Es läßt sich leicht feststellen, daß die Talhänge selbst aus Granit bestehen, während nur wenige Schritte hinter dem Försterhause ein unzweifelhaftes Konglomerat mit vorwiegendem granitischem Detritus an Brüchen in den Granit versenkt erscheint.

Diese granitischen Konglomerate scheinen echte „Grundkonglomerate“ zu sein, die bei der Transgression des Devonmeeres entstanden sind. In dem großen, auf dem Haidenberge eröffneten Kalksteinbruche, der die am Fuße des Berges gelegene Zementfabrik alimentiert, sind seit einiger Zeit die granitischen Konglomerate sehr schön aufgeschlossen; sie stoßen auf der nördlichen Wand des Steinbruches an einer fast saiger einfallenden Verwerfung an den flach gelagerten Kalkstein, der in den tieferen Partien teils konglomeratartig, teils als eine Reibungsbrekzie entwickelt ist. Granitischer Detritus mengt sich hier vielfach mit dem Kalk, der entweder in einzelnen Schnüren auftritt oder auch das Bindemittel der Granittrümmer und Granitgerölle bildet. Ich fand in einem Stück des kalkigen Granitkonglomerats ein sehr deutliches, unabgerolltes *Cyathophyllum*, ein Beweis, daß die Bildungszeit dieser Konglomerate tatsächlich in die Devonzeit — allem Anscheine nach in das untere Mitteldevon — fällt. Der rote Orthoklas tritt in diesen Gesteinen zumeist sehr auffällig hervor, doch finden sich auch Stücke von arkoseähnlichen, grell roten Sandsteinen, die ziemlich große Tafeln von dunkelgrünem Biotit enthalten, so daß meiner Ansicht nach an der Zugehörigkeit dieser Granite zur Brüner Eruptivmasse nicht gezweifelt werden kann. Es fehlen

auch die roten, aplitischen Gesteine nicht, doch kommen auch Gerölle vor, die sich vom Typus des Brünner Granits ziemlich weit entfernen; auch bei diesen ist die Zugehörigkeit zur vielgestaltigen Brünner Eruptivmasse durchaus nicht ausgeschlossen, wenn man berücksichtigt, daß es sich ja um Überreste von zerstörten Teilen unseres Batholithen handelt. Einzelne Gerölle erinnern lebhaft an den glimmerarmen Granit von Schebetein, sowie an die bei der Bohrung in Altbrunn aufgefundene Varietät und an gewisse Granitgerölle der Waldenburger Kulmkonglomerate.

An der Südwand des großen Haidenbergsteinbruches wird undeutlich geschichteter Kalkstein von einer mächtigen, ungeschichteten Lage von granitischem Konglomerat scheinbar überlagert. Die Grenze gegen den Kalk ist ziemlich scharf, das Einfallen der Grenzfläche mäßig steil (etwa 45°) gegen Südwest. Unweit von der Kalkgrenze ziehen sich durch das Konglomerat einzelne kalkige Schnüre, welche andeuten, daß nach der Ablagerung der Hauptmasse dieser Konglomerate die Sedimentierung von Kalkschlamm begann. Die scheinbare Auflagerung der Konglomerate auf dem Kalkstein ist wohl auf eine Überkipfung oder Überschiebung zurückzuführen, denn daß der Granit älter ist als der Kalkstein, beweist unwiderleglich ein von mir aufgefundenes Kalksteinstück, in welchem ein scharfkantiges Fragment von rotem Granit allseitig vom Kalkstein umschlossen erscheint. Für diesen Graniteinschluß einen Transport aus entlegenen und überdies kaum auffindbaren Granitgebieten — dem Ostrande der böhmischen Masse sind derlei rote Granite gänzlich fremd — anzunehmen, wird wohl niemand wagen wollen; es dürfte somit durch dieses Fundstück die Frage nach dem Alter der Brünner Eruptivmasse endgültig beantwortet sein.
