

PETROGEOLOGIE

DES SÜDLICHEN TEILES

DES DRÓCSA-GEBIRGES

VON

PROF. S. v. SZENTPÉTERY

PETROGEOLOGIE
DES SÜDLICHEN TEILES
DES DRÖSSA-GEBIRGES

1928. II. 1.

*A mű tartalmáért és nyelvezetéért a szerző,
a szerkesztésért MAROS IMRE és FERENCZI ISTVÁN felelősek.*

EINLEITUNG.

Weiland Dr. LUDWIG v. LÓCZY, Direktor der Kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt, betraute mich als äusseren Mitarbeiter im Jahre 1917 mit petrogenetischen Forschungen im S-Teile des Drócsa-Gebirges. LÓCZY war der hervorragendste Kenner der Hegyes-Drócsa Gebirgsgruppe, die er auch monographisch beschreiben wollte. Von den noch offenen Fragen, die ihn daran verhinderten, waren die wichtigsten die bezüglich der Eruptiven aufgetauchten Zweifel. Es gelang mir auf Grund der im Felde gefundenen neueren, sehr günstigen Aufschlüsse diese Fragen zu lösen, aber zum unersetzlichen Schaden der Wissenschaft starb LUDWIG v. LÓCZY, bevor er die zusammenfassende Arbeit hätte schreiben können.

Da ich aber während meiner, in zwei Serien¹ vollzogenen Aufnahmen sehr viele, neue Resultate erzielte, die das Verhältnis der Gebilde des Drócsa-Gebirges zu denen der benachbarten Gebiete in ein neues Licht stellen, wird es nicht uninteressant sein, die Ergebnisse meiner Forschungen mitzuteilen, die ich auch mit den Resultaten der neueren Untersuchungen über das unlängst bekommene, reiche Material vervollständigte.

Diese neueren Untersuchungen im Laboratorium habe ich mit jener wissenschaftlichen Ausrüstung, bzw. mit den Instrumenten durchgeführt, die mir der „Ungarische Naturwissenschaftliche Landesfond“ zur Verfügung gestellt hat, wofür ich dem Vorstand desselben meinen aufrichtigen Dank sage.

Das geologisch ausführlich aufgenommene und kartierte Gebiet enthält die Gemarkungen der Gemeinden Vám² (Vinessi), Soborsin, Felsőköves (Kuias), Temesd (Temesesti), Tok, Torjás, Áldásos (Halalis), Far-

¹ Die sich auf das im Jahre 1917 aufgenommene Gebiet beziehenden, wichtigeren Daten teilte ich in ungarischer Sprache bereits im Jahresberichte d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1917—19 mit (p. 110—156., Budapest, 1924).

² Diese Ortschaftsnamen hat man in neuester Zeit mehrmals verändert. Als ich die Gegend petrogeologisch aufgenommen habe, besaßen die Ortschaften jene Benennung, die ich in dieser Abhandlung und auf der beigelegten Karte angegeben habe; auf der milit. Spezialkarte und mancherorts in der Literatur (v. Lóczy,

kasháza (Lupesti) und Pernyefalva (Pernesti) des Arader Komitates, fällt also grösstenteils auf die Karte: Zone XXVI., Kolonne 21. Es gehört in seiner ganzen Ausdehnung zum Drócsa-Gebirge und zwar innerhalb desselben zum südlichen, gegen die Maros abfallenden Teil des Bergzuges Briaza—Piatra alba, welchen 3 mächtige Bäche, das Toker, Torjásér und Vámer Tal, sowie das zu denselben gehörende, wohl ausgebildete Wassernetz sehr gut aufschliessen.

Die geologische Struktur dieser Gegend¹ haben Dr. LUDWIG V. LÓCZY² und Dr. THOMAS V. SZONTAGH³ bekannt gemacht, die im Zeitraume vom Jahre 1875 bis 1891 die ganze Hegyes-Drócsa Gebirgsgruppe geologisch detailliert aufnahmen und kartierten. Das speziell von mir begangene Gebiet, resp. den nördlichen Teil desselben erwähnt Dr. LUDWIG V. LÓCZY in grossen Zügen in seinem Jahresbericht von 1888. Unter den hier gefundenen Gesteinen unterscheidet er die Granite, Quarzporphyre und Diabase. Die Granite hält er für paläozoischen Alters (p. 40.), von den Quarzporphyren bemerkt er: „derselbe ist als ein mit dem Diabas gleichaltes, oder etwas jüngeres eruptives Gestein zu betrachten. Nachdem zwischen den tuffigen Konglomeraten des Karpaten-Sandsteines die Stramberger Nerineen-Kalksteinblöcke mit Diabas und Quarzporphyrblocken untermischt liegen, würde ich diese Gesteine der grössten Wahrscheinlichkeit nach für jurassisch halten“ (p. 45.).

Die Hauptmasse des Gebietes beschreibt Dr. THOMAS V. SZONTAGH in seinem Berichte für 1890. Am Anfange seines Berichtes weist er auf jene grosse Verwüstung hin, die als Folge der irrationellen Waldvernichtung und unrichtigen Bodenkultur auftrat. Damals dachte er vielleicht selbst nicht, dass seine Worte, laut welchen: „Von Tag zu Tag, jahraus-jahrein schwindet in der Umgebung der fruchtbare Boden und auf Schritt und Tritt sah ich das Bild der traurigen Zukunft vor mir . . . Bald rückt die Zeit heran, wo auch der verschwenderisch verbrauchte, leicht verwertbare Schatz, der Baum, in dieser Gegend ausgegangen und die Stelle der Laubwälder von einer Karstgegend eingenommen sein wird, das unwissende, hungernde Volk aber auch von dieser Gegend auszuwan-

KÜRTHY, V. KOCH, V. SZONTAGH) aber waren die volkstümlichen, rumänischen Namen zu finden. Neuestens haben einzelne Gemeinden wieder eine andere Benennung erhalten. Um Missverständnisse zu vermeiden, teile ich hier die mir bekannten, verschiedenen Namen einzelner Ortschaften mit: Pernyefalva = Pernyest = Parnesti, Felsőköves = Kujás = Cuies, Vám = Vinyest = Vinessi, Áldásos = Halalis, Farkasháza = Lupesti, Tok = Toc, Torjás = Trojás = Troias, Temesd = Temesesti.

¹ Die sich auf diese Gegend beziehende Literatur erwähnte ich kurz in meinem Berichte für 1916 (Jahresbericht der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt für 1916, p. 336—368.) so, dass ich hier hauptsächlich nur jene Daten anführe, die ich dort nicht erwähnte.

² Jahresbericht der Kgl. Ung. Geolog. Anstalt für 1888, p. 35—46.

³ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geolog. Anstalt für 1890, p. 63—75.

dern beginnt . . .“ (p. 66.), — sich in der seit 1890 vergangenen Zeit so sehr bewahrheiten werden. In der Umgebung der Gemeinden schwemmte die Erosion die sehr dünne und durch die Kultur der Hackpflanzen aufgelockerte, krümelige Humusschichte ganz fort, so, dass meist nur in den tiefen Tälern ein kleiner Teil für den Ackerbau erhalten blieb. Neuere Ackergründe erwirbt man sich dadurch, dass man auch die zwischen Temesd und Pernyefalva—Torjás noch verbliebenen, kleinen Waldstrecken ausrodet. Aber die gerodeten Stätten trifft in einigen Jahren das Los der übrigen, im Besitze der Gemeinden befindlichen Waldgebiete, wie z. B. in der Gegend von Torjás, wo nach fast allen Seiten kahle Felsenmassen hervorstarren, an Stellen, wo vor einigen Jahren noch Wald war. Nur auf dem ängstlich behüteten Gebiete des gräflich HUNYADY-schen Dominiums finden wir noch üppige Wälder. Die Herrschaft versuchte die von den Dorfbewohnern in neuerer Zeit gekauften Diabas-Felsmassen mit Akazienbäumen aufzuforsten, was stellenweise auch sehr gut gelang.

V. SZONTAGH unterscheidet unter den Eruptivgesteinen des von ihm aufgenommenen Gebietes Granitit, Diabas, Porphyry, Quarztrachyt und fraglich den Diorit. Über das Alter des Granites äussert er sich nicht, aus der Reihenfolge der Behandlung ist es aber ersichtlich, dass er auch darin v. Lóczy folgt, wie auch das Alter des Diabases betreffend. Bei der Behandlung des Granites erklärt er im Gegensatze zu ANTON V. KOCH, dass in diesen Granititen „der Biotit ein wesentlicherer Gemengteil ist, als der spärlich vorkommende Amphibol.“ Dazu muss ich bemerken, dass der Amphibol nur aus der inneren Partie der Granitmasse fehlt, er erscheint aber schon in den porphyrischen Arten und vermehrt sich stark in den Randgebilden, in den Granodioritarten, wo er mit dem Biotit gleichwertig wird. Bei der Behandlung der Diabase erwähnt SZONTAGH, dass „westlich von Kujás, dem Wächterhaus No. 56. schräg gegenüber, an der Spitze werden dieselben gänzlich gabbroartig.“ Dies ist wirklich Gabbro, dessen von der Granitintrusion zerrissene Reste ich nicht nur hier, sondern an mehreren Orten antraf. Ebenfalls als Gabbro erwiesen sich auch die mit Diabas in engem Zusammenhange vorkommenden, von SZONTAGH mit Vorbehalt Diorit genannten Gesteine. SZONTAGH erwähnt auch noch Quarztrachyt und zwar auf meinem Gebiete „südlich von Torjás, an der rechten Seite des Haupttales, in dem kleinen Tälchen Kapulu Stroiloru.“ Ich fand diesen gangartigen Durchbruch auch, aber seine geologische Erscheinung, sein Erhaltungszustand, etc. unterscheiden denselben in keiner Hinsicht von jenen Porphyren, die mit den von hier südlich gelegenen Granitmassen in engem Zusammenhang stehen, oder nördlich davon in grosser Anzahl und Menge zu finden sind, so, dass ich geneigt bin, auch dieses Gestein für ein mit den übrigen gleichaltriges Eruptivum zu halten.

Ich bemerke noch, dass wir über die in Frage stehenden Gebiete

auch in den Werken von Dr. ANTON V. KOCH¹ und Dr. GEORG PRIMICS² zerstreute Daten finden, wo die von LUDWIG V. LÓCZY bis 1878 gesammelten Gesteine aufgearbeitet wurden. Da ich aber die auf Grund meiner Bestimmungen diesen Gesteinen zukommenden Namen bereits in meinem Berichte für 1916 nebst einer kurzen Erklärung mitteilte³, behandle ich sie hier nicht. Ebenda teilte ich auch die Namen der in der Sammlung der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt von mir bestimmten Eruptivgesteine mit, ausführlicher erörterte ich aber nur meine auf die Pechsteine und „regenerierten Tuffe“ bezüglichen Untersuchungen. Ebenfalls in dem Berichte für 1916 beschrieb ich die aus dem Drócsa- und dem Siebenbürgischen Erzgebirge stammenden, von petrogenetischem Standpunkte ungemein lehrreichen, basischen, vulkanischen Gläser⁴ der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, von denen einige aus dem südöstlichen Teil des Gebirges herkommen.

Die Reihenfolge der in unten folgender Beschreibung behandelten Gebilde ist folgende:

Epidosit (metamorphes, kalkiges, toniges Sediment), paläozoisch?

Gabbro und Diabas, triadisch.

Brecciöser Kalkstein, jurassisch (dogger oder untermalm?)

Eisenschüssiger Tonschiefer, unterkretazisch.

Porphyr—Porphyrtuff, unter—oberkretazisch.

Granit, Granodiorit, Diorit,

Mikrogranit, Mikrogranitporphyr } oberkretazisch.

Roter, brauner, gelber Ton, Grus etc, Diluvium.

Alluvium.

¹ Földtani Közlöny, VIII., p. 159., Budapest, 1878.

² Untersuchung der Diabasporphyrite und Melaphyre Siebenbürgens und des Hegyes-Drócsa—Pietrosza Gebirges. Kolozsvár, 1878. (Ungarisch.)

³ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt f. 1916, p. 336—368., Budapest, 1917.

⁴ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt f. 1916, p. 676—701., Budapest, 1917.

PETROLOGISCHE VERHÄLTNISSE.

EPIDOSIT.

(Kontaktmetamorphes, paläozoisches (?) Sediment).

Dieses eigentümliche, interessante Gebilde ist an vielen Orten des ganzen aufgenommenen Gebietes zu finden, aber sein Hauptfundort ist die Gegend der Bäche Fertyó und Kopasz (nördlich von Soborsin), wo es auch Felsen bildet. Hier steht er mit Granodiorit und Granodioritporphyrit in Berührung. Viel häufiger ist er aber in dem Diabasgebiete, wo ich ihn in faustgrossen, selten ein halbes Meter erreichenden, losen Stücken und in der Form von kleineren und grösseren Einschlüssen fand. In besonders grossen Mengen kommt er auf der Nordseite des Jánoshegy(-Berg) in der Torjásér Gebirgsgegend etc. vor.

Er ist überall ein typisches Kontaktprodukt. Er ist gelblichgrün oder grünlichbraun, hat eine durchschnittlich zwischen 1—2 mm variierende Korngrösse, aber es kommen darunter auch sehr dichte vor, die in nur sehr wenig metamorphosierte, sehr feine, tonig-kalkige Teile übergehen. Die Korngrösse wechselt im allgemeinen sehr rasch.

Wesentlich besteht er aus Pistazit und Quarz, aber es ist auch ein wenig Rutil, Titanit, Limonit und sehr wenig Granat darin, ausserdem stellenweise viel Ton und kalkige Ton-Relikte. Der *Pistazit* ist sehr blass zitronengelb, manchmal farblos; seine Form ist an jenen zerstreuten Stellen, wo der Quarz in grösseren Mengen vorkommt, gut automorph, er bildete sich also vor dem Quarz aus. Anderwärts bildet er aber unregelmässige, längliche Kristalle, die sich manchmal in unvollkommen radiale Aggregate ordneten. Die Kristalle enthalten sehr viele graue, tonige Fetzen und punktartige Einschlüsse. Der *Quarz* hat die Rolle der Kittsubstanz; manchmal sind seine 6 mm-igen Körnchen mit Epidotkristallen überfüllt, gewöhnlich aber ist er in den Epidothaufen nur als schmales Band oder als unregelmässiges, kleines Körnchen anzutreffen. Der *Rutil* begleitet in der Form winziger Nadeln („Tonschiefer-Nädelchen“) teils den Ton, teils ist er in den Epidotkristallen zu finden. Der *Titanit* präsentiert sich meist in kleinen Kristallen und ist äusserst selten 1 mm gross; er ist oft automorph, briefkuvertförmig. Der blass-

gelbliche *Granat* bildet immer unregelmässige Körnchen. Zu erwähnen ist auch noch ein wenig *Klinochlor*.

Einzelne Gemengteile sammeln sich manchmal in besonderen Aggregaten, was den Gesteinen oft ein geflecktes Äusseres verleiht. Das Innere der Epidosit-Felsen des Fertyó-Baches enthält viele tonige Partien, ja stellenweise kommen sogar kalkige-tonige Knoten vor, welche allmählich in kristallinen Epidosit übergehen.

Identischer Epidosit kommt im ganzen Drócsa-Gebirge vor, an den meisten Orten aber nur in losen Stücken. Auf grösserem Gebiete kenne ich ebensolche Gesteine im Hegyes-Gebirge, wo sie nach Lóczy aus paläozoischem Sediment durch den Kontakt des dortigen Granits und Diorits entstanden.

In der Drócsa finden wir jetzt nur grössere Reste des Epidosits, der ein bestimmt älteres Gebilde als die gabbroidalen Gesteine ist, hauptsächlich nur am Kontakte der granitodioritischen Gesteine vor und zwar in einer Ausbildung, die für eine Entstehung infolge der Wirkung der letzt-erwähnten Eruptivgesteine spricht. Ursache hievon kann die starke Denudation des zwischen der Bildung der beiden eruptiven Reihen verfloffenen, grossen Zeitraumes sein, durch die der unter dem Einflusse des gabbroidalen Magmas entstandene Epidosit grösstenteils abradirt wurde. Es ist aber auch möglich, dass das präexistierende Sediment durch das gabbroidale Magma nur zum Teil metamorphosiert, zum Teil aber mit Diabaslava bedeckt wurde (Gegend des Fertyó-Baches). Das später empordringende, granitodioritische Magma wandelte dann diese bedeckten, also von der Abrasion verschonten Sedimentreste gänzlich um. Weiter unten werden wir sehen, dass das granodioritische Teil-magma stellenweise bis zur Spilitdecke hinaufdrang.

Die Verhältnisse sämtlicher Vorkommen in Betracht ziehend, kann ich sagen, dass wir es bei diesen jetzt sporadischen Epidosit-Resten mit solchen Kalksilikat-Gesteinen zu tun haben, die aus der vor dem Empordringen des gabbroidalen Magmas vorhanden gewesenen, kalkig-tonigen Sedimentdecke, infolge der Kontaktwirkung der eruptiven Massen entstanden sind.

GABBRO, OLIVINGABBRO UND DAS GANGGEFOLGE.

Während meiner Aufnahmsarbeiten im Felde gelang es mir die Verbreitung des Gabbros auf dem von mir reambulierten Gebiete im folgenden festzustellen.

In grösster Masse kommt der Gabbro auf der südöstlichen Seite der Berge zwischen Soborsin und Felsőköves vor, wo er auf den von

Felsököves ausgehenden und über den ganzen Vultur-Berg (◊ 335 und ◊ 385) führenden Gratweg anstehend überall zu finden ist. Sein südlichster Ausläufer reicht beinahe bis zur Mündung des Felsököveser Tales und sich von hier nach Norden wendend, teilt er sich in zwei Arme. Der eine Arm nimmt auch den nördlichen Teil von Felsököves in sich auf, der andere zieht sich nach Nordwest bis zum Povili-Berg (◊ 480), an dessen nordwestlicher Seite er unter dem Diabas endigt. Seine Grenze gegen den Diabas pünktlich zu bezeichnen ist sehr schwer, weil er, so wie man auf diesen Bergen höher steigt, allmählich in den Diabas übergeht. So besteht die 385 m hohe Spitze des Vultur, noch mehr aber der Abhang des Povili aus der in Diabas übergehenden Art: aus Gabbrodiabas; ebenso der obere Teil des Felsököveser Tales.

Sehr scharf ist die Grenze des Gabbros an der Granitmasse, wo er gegen den dichter, mikrogranitischen werdenden Granit plötzlich endet. Der Gabbro wird aber im Gegenteil, von den erwähnten Bergen in südlicher Richtung niedersteigend, immer grosskörniger und ist gerade an der Grenze des Granites am grosskörnigsten. Plötzlich enden auch jene grobkörnigen Gabbropegmatit- und feinkörnigen Mikro-gabbro-Gänge, die den Gabbro durch und durchsetzen. Diese Gänge dringen nirgends in die Masse des Granites ein, während die zur Tätigkeit des Granodiorit-Magmas gehörenden, mikrogranitischen und aplitischen Gänge den Gabbro ebenso durchsetzen, wie in viel grösserem Masse den Granit und Granodiorit selbst.

Diese Verhältnisse kann man im oberen Teile der zwischen das Eisenbahnwächterhaus No. 56. und den Felsököveser Bach fallenden, sehr steilen und schwer gangbaren Gräben, sowie in den von hier westlich bis zum Nuculuj-Bache befindlichen Wassergräben studieren. An diesen Stellen gewinnt der Beobachter den Eindruck, dass sich dieser grosskörnige Gabbro sozusagen über den Granit ausbreitet, diesen deckt. Dieses Verhältnis schliesst der vom vierten Kilometerzeichen der Soborsiner Landstrasse ca. 190 m entfernte, trockene Graben besonders schön auf, in dessen oberstem Teil, in einer Höhe von ca. 100 m über der Maros handgreiflich bewiesen werden kann, dass hier an der Grenze der ziemlich feinkörnige Granit unter dem gegen ihn scharf abgegrenzten Gabbro liegt und diesen in der Form von dünnen, aplitischen Apophysen und mikrogranitischen Gängen auch durchzieht.

Östlich von der Soborsiner oberen Mühle, im Cruntavi-Tale, auf dem Gebiete zwischen Pareu Kujás und Mutuluj finden wir wieder eine Gabbroinsel am Rande des Granites, die von der früher erwähnten Hauptmasse durch einen mächtigen, aus Granodioritporphyrit, resp. Mikrogranit bestehenden, ca. 200 m dicken Ausläufer der Granitmasse getrennt wird. Das Gestein dieses inselartigen Vorkommens ist das gleiche, wie jenes der Hauptmasse von Felsököves und vom dichter werdenden Granit wird es auch durch eine ebensolche scharfe Grenze

getrennt; aufwärts aber, gegen die Berge Mosuluj und Gurguleu ist es vom Diabas bedeckt.

Die Fortsetzung dieses Gabbros finden wir wieder nur isoliert auf den Bergen der Ostseite des Torjásér Tales, wo er von seiner Hauptmasse wieder durch die mächtige, weit nach Norden hinaufreichende Masse des Granites getrennt wird, so, dass wir nur auf dem von Soborsin nordwestlich liegenden Malu-Berge einen grösseren Rest desselben antreffen. Diesen Rest schliessen die obersten Teile der Fertyó-, Ripilor-, Sumány- und Rosali-Bäche auf. Das Gestein dieses Vorkommens, welches gegen die Randfazies des Granites (gegen den Diorit) scharf endet, stimmt mit dem des Vultur und Cruntavi überein; es geht nur an seinem obersten Nordrande in Olivingabbro, resp. in Gabbroperidotit über, an dessen äusserer nordwestlicher Grenze, neben einem Oligoklasporphyr-Durchbruch, Erzgänge zu finden sind. Die mit der Bildung dieser quarzigen, sulfidischen Erzgänge verbundenen Prozesse griffen auch den Gabbro ziemlich an, aber doch nicht so stark, wie den neben ihm befindlichen Oligoklasporphyr.

Die vollständige Gleichheit, die übereinstimmenden Verhältnisse des Vorkommens der besprochenen Gabbroinseln lassen darauf schliessen, dass wir es hier mit mangelhaften Resten einer einst zusammenhängenden Gabbromasse zu tun haben, welche Masse durch die spätere, mächtige Grandiorit-Irruption in Stücke zerrissen und mit Apophysen durchsetzt worden ist.

Ausser den erwähnten Vorkommen finden wir noch Gabbroarten in den untersten Teilen der Diabasmassen, in den Tiefen der in den Diabas eingeschnittenen Täler. An diesen Stellen herrscht aber nicht mehr der typische Gabbro vor, sondern die in den Diabas übergehende Art: der Gabbrodiabas, also ein Gestein wie jenes, das ich von der Ostseite des Vultur-Berges erwähnte. Von diesen Vorkommen ist die oberhalb Soborsin, im oberen Teile des Bánya-Baches aufgeschlossene Masse erwähnenswert, die sich von dem in der Tiefe des Aufschlusses dicht gewordenen Diorit scharf absondert, während sie aufwärts allmählich in Diabas übergeht, ebenso, wie an der Mündung des nördlich von Tok, vom Mucilor-Berge (♠ 374) in das Rustiu-Tal (auf der Karte Rusciuluj) herablaufenden Bozsor-Baches. Von hier kann man den Gabbro im Bozsor-Bache auch einen guten halben km aufwärts verfolgen, wo er am Fusse des südöstlichen, 320 m hohen Bergrückens des Mucilor allmählich in Gabbrodiabas übergeht. Das südlich von hier, am Anfange des nordwestlich von der Gemeinde mündenden Vale Ra-Tales befindliche, kleine Gabbrovorkommen aber scheint schon teilweise älter zu sein, als jener Gangdiabas, der ihn durchdringt; hier sind nur auf der Südseite, am Fusse des Janculuj-Berges Spuren eines Überganges zu sehen.

Als Übergangsglieder zwischen Gabbro und Diabas müssen wir auch jene grosskörnigen, ophitischen Gesteine betrachten, die an vielen Stellen dieser Gebirgsgegend, in den tieferen Teilen der Diabasmassen vorkommen, so besonders in grösserer Ausdehnung südlich von Torjás unter dem Bogdan-Berge und im Isatuluj-Bache, in den tiefen Aufschlüssen der Diabasmassen des Cseru-Berges.

Auf Grund der bisherigen Resultate kann man die weiter unten zu kurzer Besprechung gelangenden Gabbroarten in folgende Gruppen einteilen:

Die frischesten Exemplare des **Diallaggabbros** (Vultur, Crun-tavi) sind dunkelgraue, oder graulichschwarze Gesteine mit einer durchschnittlichen Korngrösse von 4 mm. In diesen kann man auf den ersten Blick die farblosen, durchsichtigen, seltener hellgrauen oder grünlichgrauen, meist frisch glänzenden, breiten Feldspatlamellen erkennen, oft mit Zwillingsstreifung. Die ebenfalls augenfälligen, untersetzten, selten etwas länglichen, sehr lebhaft schillernden, schwarzen Lamellen erweisen sich bei näherer Betrachtung als Diallag, resp. Uralit. Sporadisch ist auch sehr wenig Pyrit in winzigen Körnern und Schnüren makroskopisch zu sehen. Mit dem Fortschreiten der Umwandlung werden diese Gesteine heller, grünlicher, ihr Feldspat wird graulichweiss, grünlichweiss, zuletzt zerfallen sie zu grobem Grus, welcher z. B. den südöstlichen Abhang des Vultur-Berges dick bedeckt.

Bei eingehender Untersuchung stellt es sich heraus, dass der Diallag sogar in den frischesten Gesteinen bereits in Umwandlung begriffen ist, so, dass stellenweise auch die anscheinend frischen Stücke mehr Uralit, als Diallag enthalten. Die Textur ist übrigens typisch gabbroidal, richtungslos körnig, mit ziemlich gleichmässiger Korngrösse, besonders dort, wo die Uralitisierung noch nicht vorgeschritten ist. Sie besteht aus breiten Plagioklas- und Diallaglamellen, welche gleich xenomorph sind, weshalb ihre Ausscheidungsfolge nicht genau bestimmt werden kann. Die gegenseitige Menge der Feldspate und der farbigen Bestandteile ist ziemlich gleich, oder nur ein wenig verschieden, zum Nachteil des femischen Minerals.

Die breiten Lamellen des Feldspats aus der Reihe vom *Labrador* und *Bytownit* sind immer polysynthetische Albit-, untergeordneterweise Periklin-Zwillinge; die Zwillingsindividuen sind stellenweise breit, stellenweise aber aussergewöhnlich fein und sehr dicht nebeneinander gestellt. Die sehr dichte Zwillingslamellierung des Albits und Periklins ist manchmal so fein, dass sie an das Mikroklin-Zwillingsgitterwerk erinnert. Die zonare Struktur ist sehr selten und auch dann besteht der Kristall nur aus wenigen Zonen. Diese grossen, einheitlichen Plagioklaslamellen sind in den Gesteinen mit vorgeschrittenerer Uralitisierung stark kataklastisch, ihre Zwillingsstreifen sind gekrümmt, von Sprüngen

durchsetzt, auch sogar in Stücke zerbrochen. Ausserdem sind sie von sehr langen, sekundären Amphibolnadeln durchstochen. In den Gabbroexemplaren, wo die Umlagerung bereits ein vorgeschrittenes Stadium erreichte, zeigt der Plagioklas eine hochgradige Saussuritisierung. Die Epidotbildung ist besonders beim Vorkommen im Valea Ra-Tale sehr vorgeschritten, wo der übrig gebliebene Plagioklas sich in Form kleiner, in die feinkörnigen *Saussurit*-Haufen eingebetteter Reste, Lappen zeigt.

Die breiten Lamellen des *Diallag* sind im allgemeinen durch eine sehr blasse, gelblichbraune, manchmal grünlichbraune Farbe charakterisiert, bisweilen mit einem geringen Pleochroismus. Ausser der schwachen, prismatischen Spaltung haben sie noch eine sehr gute, parallel mit dem Querflächenpaar (100), nach welchem sie sehr selten auch Zwillinge sind. Oft enthält der *Diallag*, wenn auch nicht im ganzen Kristalle einheitlich verteilt, winzige Eisenerzkörner, Stäbchen und Lamellen, von denen er bisweilen, besonders aber sein Inneres, ganz schwarz wird. Oft wächst er mit braunem Amphibol so zusammen, dass sie einander ganz durchweben, aber die Hauptmasse des Amphibols ist aussen. Noch öfter ist er uralitisiert, wobei er sich, in den meisten Fällen von aussen umzulagern beginnt, so, dass sein Inneres häufig noch ganz frisch ist; bei fortschreitender Umwandlung wird sein Inneres auch fleckig von den vielen uralitischen Stellen. Bei der Umlagerung gelangt manchmal auch *Calcit* zur Ausscheidung.

Der grünlich-braune *Amphibol* kommt selten in Gestalt selbständiger Kristalle vor, meist nur mit *Diallag* verwachsen. Oft ist er mit Eisenerzkörnchen überfüllt, besonders sein Inneres. Oft wird er uralitisiert, wobei es erwähnenswert ist, dass der *Pyroxen* sich gewöhnlich von aussen, der *Amphibol* hingegen meist in seinem Inneren umzuwandeln beginnt. Deshalb kommt es häufig vor, dass der primäre *Amphibol* den *Uralit* nurmehr als ein dünner Rand umgibt, von dem ihn jedoch seine viel stärkere und verschiedene Färbung sofort unterscheidet. Wenn sich aber mit *Diallag* verwachsener *Amphibol* umwandelt, dann geht der Prozess von den äusseren Partien aus. Sein Pleochroismus ist nicht besonders stark: a = blass gelblichbraun, b = grünlichbraun, c = dunkler grünlichbraun oder braun. Bei seiner Umwandlung zu *Uralit* kommt es vor, dass beide *Amphibol*arten gleichzeitig auslöschen, ja in einigen Fällen konnte ich sogar das Zusammenfallen ihrer Hauptschwingungsrichtungen feststellen. Das Gegenteil kommt aber auch vor.

Der aus der Umwandlung des *Pyroxens* und *Amphibols* entstandene *Uralit* ist entweder ein einheitlicher Kristall, oder ein Haufen dünner, manchmahl nadelförmiger, spiessartiger Fäden. Im ersteren Falle ist er blassgrün, sein Pleochroismus: a = sehr blass gelblichgrün, beinahe farblos, oder blassgrün; b = grün, c = grün, bläulich-

grün. Im letzteren Falle ist seine Farbe und sein Pleochroismus sehr schwach, er ist manchmal sogar farblos, also eine *Tremolit*-Art.

Eisenerz ist im allgemeinen nicht viel vorhanden, (das meiste im Gesteine von Cruntavi) und das ist meist *Magnetit*, der wie es scheint, immer titanhaltig ist, weil der Titanitkranz um ihn nie fehlt. Seine nicht besonders gut geformten Kristalle erreichen in einem Cruntavier Gestein, das ich in der Nähe eines an Magnetit ausserordentlich reichen Ganges sammelte, auch 1 mm. In diesem Gesteine umschliesst der Magnetit manchmal auch kleine Feldspatkörnchen, so, dass er samt dem *Pyrit* für jünger anzusehen ist, als die übrigen Gemengteile des Gesteins. Es kommt dann auch typischer *Ilmenit* in schwarz gestreiften, leukoxenischen Lamellen vor.¹⁾

Eine eigentümliche kontaktmetamorphe Umwandlung lässt sich an einigen, in unmittelbarer Nähe der Granitgrenze gesammelten Gabbroexemplaren beobachten. In diesen ist nicht nur die Uralitisierung des Pyroxens und des Amphibols und die Saussuritisierung des Feldspates vorgeschritten, sondern auch das Gestein selbst ist gänzlich umgewandelt, namentlich sind die einzelnen, undulös auslöschenden Feldspatlamellen in isometrische Albit- und Epidotkörnchen zerfallen, deren Dimensionen bis zur μ -Grösse sinken. Aus den femischen Mineralien des Gesteins wurde in linsenförmige Aggregate angehäufter *Augit*, zwischen dessen sehr kleinen (< 0.1 mm) Körnchen grössere Uralitrelikte immer reichlich zu finden sind. Sowohl diese grösseren Uralitreste, wie die sie umgebenden, kleinen Augitprismen sind nach einer Richtung orientiert, so, dass sich dieses Gestein dem knotigen Gabbroschiefer-Typus sehr nähert.²⁾

Die Gabbromasse des Felsóköveser Vultur- und Povili-Berges wird,

¹ Leider steht mir von diesen typischen Gabbroarten bisher noch keine chemische Analyse zur Verfügung. Deshalb teile ich zum interessanten Vergleich die chemische Zusammensetzung jenes Diablaggabros mit, welchen JOHANN XANTUS im Nordwesten des mit der Drócsa im Osten unmittelbar in Berührung stehenden Siebenbürger Erzgebirges, in der Gemarkung der Gemeinde Cerbia sammelte (im unteren Teile des Pareu Sztenyilor). Dieser Gabbro, dessen quantitative Analyse DR. STEFAN FERENCZI im Mineralogischen und Geologischen Institute der Universität Kolozsvár im Jahre 1910 vollzog, zeigt die gleiche mineralische Zusammensetzung und Erscheinung, wie die besprochenen Drócsaer Gabbroarten. Die Daten der Analyse sind folgende: $\text{Si O}_2 = 48.51\%$, $\text{Al}_2 \text{O}_3 = 21.33\%$, $\text{Fe}_2 \text{O}_3 = 0.60\%$, $\text{Fe O} = 8.69\%$, $\text{Mg O} = 3.68\%$, $\text{Ca O} = 12.76\%$, $\text{Na}_2 \text{O} = 1.49\%$, $\text{K}_2 \text{O} = 0.81\%$, $+ \text{H}_2 \text{O} = 0.42\%$, $- \text{H}_2 \text{O} = 1.51\%$. Zusammen 100.11% . Auffallend ist die grosse Menge des $\text{Al}_2 \text{O}_3$.

² Es ist interessant, dass neben dem Fundorte eines derartig metamorphisierten Gabbros ein Mikrogranitgang vorkommt. Diese sonderbare, sozusagen zweifache Umwandlung kann man so erklären, dass die saussuritisierten, uralitisierten Gesteine durch die Kontaktwirkung des Granites, oder des Mikrogranites noch weiter umgewandelt wurden. Dies konnte auch die Augitisierung des Uralits verursachen.

wie ich bereits erwähnte, gegen den Diabas allmählich dichter. Dies lässt sich am oberen Teile der trockenen Gräben der mit Wald bewachsenen Abhänge sehr gut studieren. Wenn man z. B. in der beim 3·7 km der Soborsiner Landstrasse befindlichen, steilen Wasserrinne unter die \diamond 365-Spitze des Vultur hinaufklettert, stellt es sich heraus, dass der Gabbro, der neben dem Granit so grosskörnig war, höher aufsteigend immer feinkörniger wird. Die längs des von Felsőköves gegen Temesd führenden Gratweges, auf dessen nordöstlicher Seite gesammelten Gesteine sind sämtlich solche feinkörnigere Gabbros. Für diese ist es sehr charakteristisch, dass während beim Gabbro von normaler Korngrösse die grossen Feldspat- und Diallagkristalle beiläufig isometrisch waren, hier auch makroskopisch sehr gut zu sehen ist, dass sowohl der Feldspat, als auch das femische Mineral länglich gestreckt ist. Aber auch die Korngrösse ist nicht mehr gleich, weil neben den durchschnittlich 2—4 mm langen Plagioklaskristallen und Diallaglamellen auch viel kleinere vorhanden sind, was eine direkte Folge der länglichen, lamellaren Ausbildung ist. Trotzdem ist die Textur noch gabbroidal, insofern die Form der Hauptbestandteile gleich xenomorph, die Reihenfolge ihrer Ausscheidung näher nicht bestimmbar ist. Solche feinkörnigere Gabbros kommen ausser dem Vultur-Berge auch im Bánya-Bache oberhalb Soborsin und im Bozsor-Bache oberhalb Tok vor. Die Gesteine der letzteren Fundstätte enthalten sehr viel Magnetit, dessen Kristalle häufig sogar 2 mm erreichen.

*

Gabbrodiabas. Der äusserste Rand der dem Diabas benachbarten Gabbromasse des Felsőköveser Vultur- und Povili-Berges besteht aus Gabbrodiabas. Diese Randfazies ist in typischer Ausbildung und im breitesten Streifen in der Gegend des von Temesd nach Felsőköves führenden Gratweges und östlich davon anzutreffen; ihre Fortsetzung findet man im nördlichen Teile des Felsőköveser Baches, unter der Diabasdecke, am Fusse des Dimbu Voi (\diamond 312) und des Janculuj (\diamond 305), wo in einigen tieferen Gräben der allmähliche Übergang noch besser abgeschlossen ist.

Graulichschwarze, feinkörnige Gesteine mit durchschnittlicher Korngrösse von 1—5 mm. Die Struktur neigt zur ophitischen, insofern der Plagioklas aus der *Labrador*-Reihe grösstenteils als längliche, aber immer ziemlich breite, automorphe Lamelle ausgebildet ist, u. zw. als Karlsbader- und Albit-Zwilling, oft eine zonare Struktur zeigend, mit basischerem innerem Kern. Der Pyroxen ist teilweise *Diallag*, teilweise gemeiner *Augit*; seine Erscheinung ist, abgesehen von den durch Feldspatlamellen zerrissenen Kristallen, annähernd dieselbe, wie im Gabbro, d. h. er kommt in grossen, isometrischen Kristallen vor, in denen auch die gleichen Eisenerz-Einschlüsse enthalten sind. Oft stellt er aus zwei Individuen bestehende Zwillinge dar. Sowohl der Pyroxen, wie auch der

grösste Teil des viel wenigeren, grünlichbraunen *Amphibols* verwandelte sich an manchen Stellen in *Uralit*, ja hie und da zersetzte sich sogar der *Uralit* selbst und es bildete sich aus ihm *Pennin*.

Es ergibt sich hieraus, dass man es hier dem Auftreten des gemeinen *Augites*, sowie der Annäherung der Struktur zur ophitischen zufolge, mit einem zum *Diabas* neigenden Typus zu tun hat, obgleich auch für den *Gabbro* charakteristische Züge nicht fehlen.

Ähnliche Gesteine sammelte ich auch aus dem *Torjásér Isatuluj-* und *Bogdán-Bache*, am unteren Teile der *Diabasmasse*, ausserdem am unteren Rande der *Gabbromasse* des *Soborsiner Rosali-Baches*, doch diese nähern sich noch mehr dem *Diabas-Typus*.

*

Olivingabbro und Gabbroperidotit. Diese sind nordwestlich von *Soborsin*, an der Südseite des *Malu-Berges* zu finden, wo sie am Rande der dortigen *Gabbromasse*, in abgerundeten Felsen, auf einem ziemlich grossen Gebiete vorkommen. Die Gesteine des Vorkommens sind bräunlichschwarz und meist stark zersetzt, in denselben kann man mit freiem Auge nur die breiten Tafeln des farbigen Minerals, darunter rötliche Körnchen sehen, welche letztere sich unter dem Mikroskope als umgewandelte Olivinkristalle erweisen.

Die Menge des *Labradorbytownits* und des *Bytownits* (bis Ab_{23}) ist auch im allgemeinen viel geringer, als die der femischen Mineralien, in einigen Exemplaren, die vom äussersten Rande des *Gabbrovorkommens* stammen, wird sie sogar minimal. Die Kristalle des *Feldspats* sind polysynthetische Zwillinge nach dem *Albit-* und *Periklingesetz*, oft sind sie saussuritisirt, hauptsächlich in den basischesten Arten vom äussersten Rande der Fundstätte. Die relative Menge der einzelnen femischen Mineralien ist sehr wechselnd, meistens herrscht unter ihnen der *Diallag* vor. Die breiten Tafeln des *Diallags* ebenso, wie die breiten Prismen des braunen *Amphibols* sind oft verzwillingt. Die frischesten *Amphibol-*kristalle besitzen einen ziemlich starken *Pleochroismus*: a = blass gelblichbraun, b = hellbraun, c = braun. Bei der *Uralitisierung* nehmen sie eine grünliche Farbe an. Die Menge des braunen *Amphibols* ist viel grösser, als in den besprochenen *Diallagabbros*, bleibt aber auch hier hinter dem *Diallag* zurück. Die Menge des *Olivins* ist in einzelnen Exemplaren vorherrschend (am Rande), in anderen ist er mit dem *Diallag* fast gleichwertig. Seine isometrischen Körnchen sind besonders an der Peripherie gelblichrot, so, dass man nur in ihrem Inneren farblose Olivinteile findet. Ausserdem ist er an vielen Stellen mehr-weniger serpentinisirt, es wurde *Chrysotil* aus ihm. Die aus dessen feinen Fasern gebildeten Bänder trennen die noch frischen und die gelblichrot gewordenen Olivinreste von einander. Manchmal ist der *Olivin* ganz in *Serpentin* umgelagert, wobei *Eisenerz* ausgeschieden wurde. *Eisenerz* enthalten diese Gesteine ziemlich reichlich, in der Form von kleineren, unregel-

mässigen Körnchen und Stäbchen. Sein grösster Teil ist *Magnetit*, aber besonders in den Serpentinanhäufungen ist auch ziemlich viel dunkelbräunlich durchscheinender *Chromit* vorhanden, u. zw. hauptsächlich bei den an Olivin sehr reichen Arten.

Wenn man in den basischeren Olivingabbro-Exemplaren (vom Rande des Vorkommens) das gegenseitige Verhältnis der salischen und femischen Mineralien betrachtet, kommt man zur Erkenntnis, dass sie Vertreter einer Gesteinsart sind, die als Übergangsglied zwischen dem Olivingabbro und dem Peridotit anzusehen ist und demnach am richtigsten Gabbroperidotit genannt werden kann. Dieses Gestein repräsentiert das bisher bekannte basischeste Randgebilde der Gabbromasse dieses Gebietes, dessen Vorkommen sich nur auf den äussersten, dünnen Rand beschränkt.

*

Gabbroidale Gänge. Unter den gangartigen Gabbroarten spielt nur der Gabbropegmatit eine grössere Rolle, während der beinahe ausschliesslich aus Feldspat bestehende Gabbroporphyrit und der überwiegend aus Pyroxen bestehende, dunkle, sehr dichte Mikrogabbro nur in sehr untergeordneter Menge vorkommt; ich fand im ganzen nur einige Gänge von ihnen in den Gabbro- und Diabasmassen des Vale Ra-Tales und des Vultur-Berges.

Der Gabbropegmatit ist in manchmal 5 m mächtigen und bis 60 m Länge verfolgbaren Gängen in den Gabbromassen des Vultur-Berges sehr häufig, hauptsächlich in der Nähe der Granitgrenze, ferner längs des Cruntavi-Baches, ebenfalls im Gabbro. Im Bozsor-Bache oberhalb Tok durchschneidet er den Diabas. Am Rande des einen Gabbropegmatits vom Cruntavi ist ein hauptsächlich aus *Magnetit* bestehender Erzgang vorhanden, der teilweise auch in den Pegmatit hineingreift. Die an all diesen Orten gesammelten Pegmatite sind dunkle, graulichschwarze, grobkörnige Gesteine, in welchen die breiten Tafeln des uralitisierenden Diallags manchmal die Grösse von 35 mm erreichen, während der graulichweisse Feldspat meist kleinere, 5—6 mm-ige, etwas längliche Kristalle bildet. Nur in einem heller grauen, hauptsächlich aus Feldspat bestehenden Gang des Vultur-Berges (an der Seite des zum 4.4 km der Soborsiner Landstrasse herabkommenden, trockenen Grabens, in etwa 80 m relativer Höhe) hat er die Form einer breiten Tafel und erreicht die Grösse von 10—15 mm.

Die Zusammensetzung der Gabbropegmatite entspricht im grossen ganzen dem normalen Gabbro, mit dem Unterschiede, dass sie verhältnismässig viel weniger femische Mineralien enthalten. Wesentlich bestehen sie aus *Labrador* (Labradorandesin und auch Labradorbytownit) und an den meisten Stellen aus uralitisierendem *Diallag*. Frischer Diallag ist reichlicher nur in den Gängen vom Cruntavi zu finden, wo er mit braunem *Amphibol* zusammengewachsen ist. Im allgemeinen ist das

Eisenerz minimal vertreten, ausgenommen den einen Pegmatit vom Cruntavi, der ausserordentlich viel enthält.

Dieser *Magnetit*,¹ — der eventuell aus der unmittelbar auf die Pegmatitbildung folgenden Injektion stammt, — vielleicht als letzte Bildung der Tätigkeit des gabbroidalen Magmas, — umgibt hie und da die einzelnen Plagioklaskristalle und die übrigen Gemengteile als eine wahrhaftige Bindesubstanz. Es ist also dasselbe Bild, das ich auch bei einem Diallaggabbro vom Cruntavi erwähnte; diese Eisenerzinjektion dürfte also im Wege eines ziemlich umfangreichen Durchbruchsystems, nach der teilweisen Verhärtung des Gabbromagmas erfolgt sein, worauf auch die stellenweise Zerstückelung der einzelnen Minerale des Gabbros und Gabbropegmatits hinweist. Eine interessante Erscheinung ist ausserdem, dass die sehr starke Kataklaste der Feldspatkristalle mit der Uralitisierung Arm in Arm schreitet.

DIABAS, DIABASPORPHYRIT UND IHRE TUFFE.

Das vorherrschende Gebilde der Gegend Soborsins ist der Diabas, besonders im Norden, wo die übrigen Eruptivgesteine nur als mehrminder grosse Durchbrüche, oder kleinere Inseln im Diabas vorkommen.

Der Diabas tritt im Süden, — sich aus dem Gabbro entwickelnd, — ziemlich grosskörnig auf, wird aber gegen Norden immer feinkörniger. Dies kann man sehr gut erfahren, wenn man nordöstlich von Soborsin, vom Grohotiu-Berge (◊ 445) gegen den Povili (◊ 480) geht; im Sattel zwischen den beiden Spitzen liegt Gabbrodiabas, weiter oben Diabas, welcher in der Nähe des Försterhauses auf der Povili-Spitze dicht spilitisch wird. Dieser Spilit lässt sich auf dem schlängelnden Weg des Grates, östlich von Torjás, bis zum Cseju-Berg (◊ 551), dem nördlichsten Punkt des aufgenommenen Gebietes verfolgen. Ganz ähnliche Verhältnisse zeigt auch die Westseite, vom Ponyica-Berge (nordwestlich von Soborsin, ◊ 295) in nördlicher Richtung gegen den Cseru-Berg (◊ 476).

Die ganze riesige Diabasmasse betrachtend, kommt man zur Erkenntnis, dass auf der südwestlichen Seite die ophitischen Diabase von verhältnismässig ziemlich grossem Korn vorherrschen, wogegen weiter auswärts, in östlicher und nördlicher Richtung die spilitischen Arten in den Vordergrund treten, auf deren obersten Teilen stellenweise die Diabasporphyritdecke und die Hyalodiabas-Varietäten, sowie hier und da ihre agglomeratischen Tuffgebilde anzutreffen sind. Daraus folgt dann, dass die Denudation in der unmittelbaren Nähe von Soborsin,

¹ Die qualitative Untersuchung des frischen Magnetites ergab bloss hie und da stärkere Manganspuren, wogegen seine Verwitterungsprodukte, die man neben dem Gang reichlich sammeln kann, sehr viel Mangan enthalten.

an der durch die Intrusion des granitodioritischen Magmas höchstwahrscheinlich emporgehobenen Gabbro-Diabasmasse um vieles grösser war, wie im Norden. In der Nähe von Soborsin abradierte sie nicht nur die obere, splitische Decke vom Diabas, — wodurch hier die dem hypabyssischen Typus entsprechenden, ophitischen Diabase an die Oberfläche traten, — sondern sie vernichtete an mehreren Stellen die die granitodioritische Masse bedeckende Hülle grösstenteils und zwar in der unmittelbaren Umgebung von Soborsin den Diabas gänzlich, den Gabbro grösstenteils, so, dass man auf den ursprünglichen Aufbau der Diabasdecke jetzt mancherorts nur auf Grund der im Granit und Diorit befindlichen, manchmal in sehr grosser Menge vorkommenden Einschlüsse folgern kann.

Dass auch im SW-lichen Gebirgstheil über dem Gabbro ursprünglich eine Diabashülle lag, kann man auch heute noch an vielen Orten handgreiflich beweisen, den Granit unmittelbar deckenden Diabas aber fand ich nur östlich von Temesd, auf der Ostseite der Berge Mosuluj (◊ 359) und Calare (◊ 345), wo über dem an Einschlüssen reichen, basischen Granit Diabas von erheblicher Mächtigkeit folgt und zwar kommt am Fusse der Berge ein ziemlich grosskörniger, uralitischer Diabas vor, weiter oben aber eine splitische Diabasdecke, in die er allmählich übergeht. Hier stieg also der durch endogene Kontaktmetamorphose gekennzeichnete Granit, nach dem Zerreißen des Gabbros, bis zum Diabas empor. Hier blieb der ursprüngliche Zustand noch ziemlich unverändert, so, dass nicht einmal der dioritische Rand des Granites in grösserer Ausdehnung an die Oberfläche gelangte. Die Denudation ist also hier geringer.

Nordwestlich von Temesd, am Cruci-Berge (◊ 351) ist die Denudation schon vorgeschrittener, wodurch hier die dioritische Randfazies bereits auf einem grossen Gebiete aufgeschlossen wurde. Der Umstand, dass an diesen Orten kein Gabbro zu finden ist, lässt sich auch durch die Annahme erklären, dass hier schon ursprünglich kein Gabbro vorhanden war, weil sich die Gabbromasse nur bis zum oberen Teile des Malu-Berges (◊ 349) erstreckte, von wo ich das basische Randgebilde: den Gabbroperidotit erwähnte.

Das paläogeographische Bild der SÖ-lichen Gegend des Drócsa-Gebirges vor der Denudation könnte man jedenfalls nur mit genauer Berücksichtigung der Verbreitung des hypabyssischen, grosskörnigen, ophitischen und des effusiven splitischen Diabases rekonstruieren. Wir wollen also die Vorkommensverhältnisse dieser Arten näher betrachten.

Der grosskörnige, **ophitische Augitdiabas** kommt in frischem Zustande im begangenen Gebiete an ziemlich wenigen Stellen vor, hauptsächlich in den tieferen Einschnitten der grösseren Bäche. Auf den stärker abradierten, südwestlichen Bergen findet man aber auf grösseren Gebieten und meist mit Gabbrodiabas zusammen solche

Gesteine, die dann aufwärts in dichten Diabas übergehen. So z. B. im Mittellaufe des Torjásér Isatuluj-Baches, dann südlich von hier, im Bogdan-Bache und im oberen Teile des Soborsiner Rosali-Baches. Auf kleinem Gebiete kommt er im Toker Vale Ra-Tal und im Rustiuluj-Tal vor, dann im unteren Teile des Pernyefalvaer Bruma-Baches. Die frischesten, grosskörnigen Augitdiabase findet man aber in den agglomeratischen Tuffablagerungen, so am Toker Gredina-Berge (◊ 365), in den Aufschlüssen des Poduluj-Baches, ausserdem im Torjásér Tale, am südwestlichen Abhange des Roiba-Berges (◊ 496).

Was das Vorkommen des aus diesem grosskörnigen Augitdiabas herstammenden Uralitdiabas anbelangt, ist es von grosser Wichtigkeit, dass er, — abgesehen von einigen sporadischen Fällen, — immer in der unmittelbaren Nähe der granitodioritischen Masse anzutreffen ist. Der Uralitdiabas ist also hauptsächlich aus der Umwandlung eines solchen, grosskörnigen Augitdiabas entstanden, der auch infolge seines hypabyssischen Typus dem später intrudierten, granitodioritischen Magma näher stand. Er wurde der Kontakteinwirkung zufolge ebenso uralitisch, wie die erwähnten Gabbros. Auch der Uralitdiabas steht, wie der frische Augitdiabas der erwähnten, entfernteren Gegenden, überall in enger Verbindung mit dem Gabbrodiabas, so kann ich als seine wichtigsten Fundorte die Berge im Umkreise der granitodioritischen Masse des tiefer aufgeschlossenen, südöstlichen Teiles erwähnen.

Auf einem besonders grossen Gebiete kommt der Uralitdiabas nordwestlich von Soborsin, auf der Hügelreihe des Dimbu Lényi (◊ 286, ◊ 316, ◊ 311) vor. Weiter nördlich fand ich keine typischen Uralitdiabase, nur uralitisierende Augitdiabase und zwar in den tiefen Aufschlüssen des Torjásér-, sowie des Toker Sirbuluj-Tales und noch in einigen kleinen, isolierten Vorkommnissen, überall in der Nähe von kleineren-grösseren mikrogranitischen Dyken und Durchbrüchen. Ich erwähne auch noch, dass ich unter den spilitischen Diabasen uralitische nur in der Decke des Granits im nordwestlichen Teile des Soborsiner Povili-Berges (◊ 480) und an der Ostseite des Mosuluj-Berges (◊ 359) fand. Hier ist also das Granitmagma ursprünglich am höchsten, bis zum Spilit emporgedrungen.

Diese grosskörnigen Augit- und Uralitdiabase sind makroskopisch betrachtet graulich-schwarze, oder grünlichschwarze Gesteine; sie sind feinkörnig, mit einer durchschnittlichen Korngrösse von 0.5—1 mm und teilweise frisch glänzenden Feldspaten. Das farbige Mineral ist mit freiem Auge nicht gut wahrzunehmen, nur in einzelnen uralitischen Arten. In einzelnen Exemplaren (vom Lényi- und vom Povili-Berge) sind sporadisch winzige Pyritkörnchen und dünne Pyritschnüre sichtbar.

Ihre Textur ist an jenen Exemplaren am besten zu studieren, in

welchen der Augit frisch blieb. Bei diesen ist sie ophitisch, obzwar die beiden Hauptbestandteile, der Plagioklas und der Augit miteinander manchmal pegmatitisch verwoben sind, wie in einzelnen Gesteinen des Tokér Vale Ra-Tales. In den Gesteinen des Torjásér Roiba- und des Tokér Gredina-Berges kommen sie als Einschlüsse gegenseitig in einander vor. Man kann sie demnach teilweise als gleichzeitige Ausscheidung betrachten, obwohl die Form des Augits selbst in diesen, eine Ausnahme bildenden Gesteinen viel mehr xenomorph ist, als die des Plagioklases. Es gibt aber auch solche grosskörnige Diabase (Tokér Valea Sirbuluj- und Rustiuluj-Täler), in welchen ausser vollständig xenomorphen Körnern ziemlich idiomorphe, längliche Kristalle und isometrische Körner von Augit vorkommen.

Diese Textur erscheint infolge der Uralitisierung ein wenig verschwommen, da einesteils die nachträglichen Amphibolfasern in die Feldspate eindringen, anderenteils aber die einzelnen Teile des ursprünglich einheitlichen, jedoch durch die Feldspatlamellen in Stücke zerschnittenen, (in der Fläche des Dünnschliffes sieht es so aus), Augits sich zu verschiedenen orientierten, selbständigen Uralitkristallen umwandeln. Hiervon kann man sich besonders dann überzeugen, wenn im Uralit noch hie und da ein kleiner Augitkern mehr-minder frisch erhalten blieb.

Die Beschaffenheit dieser grosskörnigen Diabase ist kurz folgende: Der *Plagioklas* ist in den meisten Fällen von vorherrschender Menge, nur in einigen basischen Diabasen (Torjásér Roiba- und Zimburluj, Pernyefalvaer Brumi-, Tokér Gredina-Berge) ist er dem femischen Mineral gleich. Seine Gestalt ist beinahe immer eine längliche, polysynthetisch zwillingslamellierte (Albit- und Periklin-Gesetz) Leiste, nur selten eine etwas breitere Lamelle, wie in den sich dem Gabbrodiabas annähernden Gesteinen des Vámer Lényi-Berges, in denen die zonare Struktur eine allgemeine Erscheinung ist. Der Art nach sind sie ziemlich verschieden; am häufigsten kommt *Labradorandesin* und *Labrador* vor, seltener *Andesin* (D. Povili, V. Sirbuluj); in den erwähnten, basischen Diabasen kommt auch basischer *Bytownit* vor. Er ist sehr oft zersetzt und zwar meist saussuritisiert; die Calcitisierung ist schon seltener.

Der *Augit* ist meist hellfarbig: sehr blass gelblichbraun, nur in den erwähnten, basischen Arten finden wir etwas stärker gefärbte, titanhaltige Augitkristalle, die auch idiomorpher sind, wie in den anderen Gesteinen und beinahe ausnahmslos eine Sanduhrstruktur haben. Eine Zwillingsbildung ist nach der Querfläche (100) sehr selten. Der Augit ist in einzelnen Fällen chloritisiert und zwar dort, wo keine Uralitisierung erfolgte (Torjásér V. Zimburluj). In einem Diabas des Soborsiner Cruntavi-Baches ist auch sehr wenig brauner *Amphibol* enthalten. Der aus Augit entstandene *Uralit* ist meist sehr blassgrün, er ist nur bisweilen stärker gefärbt, wobei dann auch sein Pleochrois-

mus bedeutend ist: a = blass gelblichgrün, b = grün, c = lebhafter grün, manchmal ins bläuliche schimmernd.

Das Eisenerz ist nur stellenweise von bedeutender Menge (Torjásér V. Zimburluj, Soborsiner V. Cruntavi, Vámer D. Lényi); in einigen Gesteinen ist es bestimmt *Ilmenit*, wo es nämlich Leukoxenbildung begleitet, oder wo es ganz zu *Titanomorphit* umgewandelt ist; anderorts aber hämatitischer und limonitischer *Magnetit*. Bei der Zersetzung des Ilmenits bildete sich in den meisten Gesteinen auch mehr-weniger *Titanit*; verhältnismässig viel davon ist in den vom Fusse des Vultur-Berges stammenden Gesteinen vorhanden, wo er bis zu 1 mm anwachsende, aber immer xenomorphe, unreine Kristalle bildet.

Ebensolche, körnige Gesteine von hypabyssischem Typus sind jene **Gangdiabase**, die an den Abhängen des Felsököveser Vultur (◊ 355), des Toker Lasuluj (◊ 257) und des Janculuj-Berges (◊ 305) im Gabbro als dünne, bloss 0·5 m mächtige Gänge vorkommen; am Fusse des Janculuj-Berges, im Steinbruche am Anfange des Vale Ra-Tales sind einige 5–15 cm-ige Gänge anzutreffen und zwar direkt an der Berührung des grosskörnigen, ophitischen Diabases und des Gabbros. Diese Gänge sind sowohl in die Diabase, als auch in den Gabbro hineingedrungen; ihre Grenze ist durch eine dicke Kalkausscheidung bezeichnet.

Es sind hell-grünlichgraue, selten dunkelgraue, manchmal dichte Gesteine. Ihre Korngrösse ist verschieden, sie wechselt von 0·1 bis 1 mm und zwar im allgemeinen im Verhältnis zur Mächtigkeit der Gänge. Sie bestehen aus beiläufig gleichen Mengen von Feldspat und Augit. Der Plagioklas der *Labrador-Reihe* ist gewöhnlich eine kurze Lamelle mit polysynthetischer Albit-Zwillingsbildung, oder ein unregelmässiges Körnchen und er ist immer ganz frisch. Die Gestalt des beinahe ganz farblosen *Augits* ist ein sich der automorphen Gestalt annäherndes Körnchen, aber die ganz xenomorphe Gestalt ist auch nicht selten. Am Abhange des Vultur-Berges ist der Augit uralitisiert. Brauner *Amphibol* ist nicht viel vorhanden; er bildet manchmal sehr unregelmässige, mit kleinen Feldspatkristallen gefüllte Körner. *Eisenerz* ist kaum in einigen Gesteinen zu finden und auch da meist nur in Spuren: in den manchmal bis 0·8 mm erreichenden *Titanit*-Kristallen, resp. deren Anhäufungen.

Das vorherrschende Gestein der nördlichen und östlichen Diabasmasse des aufgenommenen Gebietes ist der **spilitische Augitdiabas**. Dieser bildet sowohl die zwischen Tok und Felsököves befindlichen, imposanten Felswände, wie auch die weiter nördlich, vom Toker Tale und seinen Nebengewässern, ferner vom oberen Abschnitt des Torjásér und Vámer Tales und seinen Nebengewässern aufgeschlossenen Diabasberge und schliesslich auch die sich oberhalb der Gebiete der erwähnten, hypabyssischen Diabase hinziehenden Grate.

Bezüglich der äusseren Erscheinung des Spilitdiabases kann im allgemeinen festgestellt werden, dass er in den meisten Fällen Massen von

kugelig-schaliger Absonderung bildet; in den grossen Aufschlüssen am südlichen Teile des Toker Gredina-Berges kann man sogar neben der kugeligen auch sphäroidale Absonderung bemerken. Die Grösse der Kugeln ist verschieden, in der Toker steilen Wand z. B. sind grössere, bis zu 1 m Durchmesser erreichende Kugeln vorherrschend, in dem ebenda befindlichen Poduluj-Bache fand ich aber meist nur faustgrosse. Oft zerfällt eine grössere Kugel, wenn man ihre äussere Schale abtrennt, in 2—3, manchmal auch mehrere, locker zusammenhängende Stücke von ebenfalls kugelig-schaliger Absonderung. Besonders die grösseren Kugeln sind nicht immer regelmässig, ihre Seiten sind ein wenig zusammengedrückt, so, dass die Bezeichnung „wollsackartige Absonderung“ zutreffend ist. Bei beginnender Verwitterung werden die kugeligen Massen von dicken Calcit- und Quarzadern durchzogen und dann fallen sie langsam ganz auseinander.

In den sich über dem Toker Sirbuluj-Bache, ferner über den Torjásér Bruma- und Isatuluj-Bächen erhebenden Spilitmassen ist die plattige Absonderung bemerkbar; diese Gesteine sind im allgemeinen frischer, als jene mit kugelig-schaliger Absonderung, aber die frischesten Spilitdiabase fand ich mit wenigen Ausnahmen in den einzelnen Bomben der Agglomeratmassen, in denen aber auch die zersetztsten zu finden sind.

Die Spilite sind im allgemeinen grünlich-dunkelgraue oder graulichschwarze, selten hell grünlichgraue Gesteine, ihre makroskopischen Gemengteile sind nur sporadisch sichtbare Feldspatleisten und die hauptsächlich aus Calcit bestehenden Mandeln. Auffallend ist aber, dass die schlackigen, mandelsteinartigen Spilite, die die oberen Teile der Lavaströme bezeichnen, auch in den nördlichen Teilen nur sehr sporadisch auftreten, was wieder nur daraus zu erklären ist, dass die Denudation im ganzen Zuge stark war. Die meisten schlackigen Spilite fand ich im Torjásér Gomililor-Bache und seiner Umgebung, wo sie die tiefere Lage und der darüber gelagerte Tonschiefer gegen die Wirkung der späteren Erosion schützte. Mandelsteine kommen sporadisch auch in der Umgebung der höchsten Spitzen vor, so auf den Torjásér Bergen Rustiu (◊ 466), Cseju (◊ 551), Ceru (◊ 471). Die Lithoklasen und Diaklasen zeigen mitunter einen ziemlich dicken, schwärzlichen, oder ganz schwarzen, glanzlosen Beschlag, eine Hülle, die in den meisten Fällen neben dem Eisen auch reichlich Mangan enthält.

Ihre Zusammensetzung ist ziemlich gleichförmig, sie unterscheiden sich voneinander hauptsächlich nur in ihrer Korngrösse. Die grösst-körnigen Spilite sammelte ich neben Torjás, in den von den Zimburuluj- und Gomililor-Bächen aufgeschlossenen Felsen. Ganz ähnlich sind die Gesteine des untersten Teiles der neben Pernyefalva befindlichen Brumi (◊ 393, neben dem Mikrogranit-Durchbruch) und Batrina-Berge (◊ 375). Hier erreichen die Gemengteile die Grösse von 1 mm. Am dichtesten sind die ansonsten halbkristallinen Gesteine am Torjásér Roiba-

(◊496) und am Sobors'ner Povili-Berge (◊480), wo die Korngrösse ca. 0.1 mm beträgt.

Die von den Hauptbestandteilen: den Plagioklas- und Augitkristallen gebildete Textur ist in jedem Falle typisch divergent strahlig, oder richtungslos lamellar. Die Struktur ist in den meisten Fällen intersertal, weil ein geringer glasiger Teil beinahe immer vorkommt. Die Glasbasis ist immer farbig: braun oder grünlichgrau, manchmal in chloritischer Umwandlung begriffen. Ihre Menge ist sehr untergeordnet, beschränkt sich nur auf sporadische Stellen der Gesteine und vermehrt sich nur in einzelnen Mandelsteinen einigermaßen.

Unter den kristallinen Bestandteilen herrscht mit geringen Ausnahmen der *Andesin*, seltener der *Labrador* vor, nur in den basischen Spiliten der Westseite des Temesder Batrina-Berges (◊375) übernimmt der *Augit* die herrschende Rolle.

Die Form des *Plagioklases* ist eine meist längliche, selten kürzere, zwillingsgestreifte Leiste. Die einzelnen feinen Leisten verwachsen sehr verschiedenartig mit einander, sie sammeln sich oft zu fächerförmigen Anhäufungen, in anderen Fällen durchwachsen zwei oder mehrere Kristalle einander in der Form eines stehenden oder liegenden Kreuzes; häufig kommt es auch vor, dass sie nur an den Enden verwachsen und so verschieden geformte Räume umgeben, in welchen unregelmässig geformte Feldspat- und Augitkristalle, sowie geringe Glaspartien eingeschlossen sind, etc. etc. Die Ausbildung der einzelnen Plagioklaskristalle ist nur selten vollständig automorph, weil mancher, ansonsten einheitlich auslöschender Kristall an den Enden sich kristallskelettartig, gabelförmig, manchmal sogar fächerförmig verzweigt. Typische Feldspatkristallskelette fand ich aber nur in einem, von der Westseite des Toker Petrisiu-Berges stammenden Gestein, wo in den die Mandelhohlräume umgebenden, dichteren, glasigeren Teilen auch Straussfedern ähnliche Feldspatgebilde vorkommen. Der Feldspat zersetzt sich an vielen Stellen und es entsteht aus ihm entweder kaolinischer Ton bei Serizitausscheidung, oder aber *Epidot* und *Calcit*.

Die Gestalt des *Augits* ist entweder länglich, wie die des Feldspats und in diesem Falle meist ziemlich vollkommen automorph, oder ein kleineres, unregelmässiges Korn. Die langen Augitkristalle wachsen oft mit Feldspat zusammen, manchmal auch in Kreuzform und beteiligen sich an der Ausgestaltung der divergent strahligen Struktur. Oft bilden sie fächerartige, oder gitterförmige Kristallskelette (Gredina-, Batrina-Berg). Häufig ist die Sanduhrstruktur, die Zwillingsbildung ist aber sehr selten. Gewöhnlich ist die Farbe sehr hell, namentlich beim sehr blassen, gelblichbraunen *Sahlit*. Dunkler braun gefärbter, manchmal in violett übergehender *Titanaugit* mit sehr starker Dispersion kommt im ganzen nur an einigen Orten vor (Torjásér Cseru-, Toker Gredina-Berg). Die sehr seltene Uralitisierung des Augits in Spiliten erwähnte ich bereits bei

den Uralitdiabasen. Der Augit der Spilite wird, wenn er sich überhaupt zersetzt, in den meisten Fällen zu *Chlorit*.

Biotit ist nur in einigen, etwas umgewandelten Gesteinen der Torjás-er Cseru-, Ceiu- und Roiba-Berge vorhanden und zwar in ziemlich zahlreichen, aber sehr kleinen, zusammengeschrumpften und chloritisierten Lamellen. Der grösste Teil des Eisenerzes ist, — wie aus den titanithältigen Umwandlungsprodukten ersichtlich, — *Ilmenit*, wogegen der limonitische *Magnetit* nur sehr untergeordnet vorkommt. In einzelnen Gesteinen ist gar kein Eisenerz vorhanden, nur die kleinen Leukoxenhäufchen zeigen sein ursprüngliches Quantum an. Häufig ist der Magnetit in *Kristallskeletten* ausgebildet, wobei er mitunter baumartig verästelte, limonitisierte Gebilde formt. Sehr viel Eisenerz ist auf der westlichen und nordwestlichen Seite des Torjás-er Roiba-Berges, in den von der Cseru-Spitze stammenden Gesteinen vorhanden, wo es auch grössere, nestartige Ausscheidungen bildet und immer reichlich *Mangan* enthält.

Das wichtigste der neu gebildeten Mineralien ist der *Pyrit*, der in geringer Menge vielerorts vorkommt, besonders im Bereiche der Mikrogranitgänge und Porphy-Durchbrüche. In grösserer Menge, in wirklichen selbständigen Gängen ist er auf den um Torjás befindlichen Höhen zu finden, so an der Seite der Roiba-Spitze und südlich davon, an der Seite der Gítiasca (◊ 418) neben dem Bombilior-Bache. An beiden Orten bildet der limonitisierte Pyrit den Gegenstand bergmännischer Ausbeute. Ein ganz ähnlicher Gang kommt auch unter dem Siriponi-Grat (◊ 335) südöstlich Pernyefalva vor, wo in einem 0.5 m mächtigen, quarzigen Erzgang, unweit des Porphyritausbruches *Chalcopyrit* vorkommt, der an der Oberfläche in *Malachit* umgewandelt ist. Es muss aber erwähnt werden, dass solche Erzgänge im Diabas in bedeutend geringerer Menge vorkommen, als in der Granodioritmase. Es ist möglich, dass die Manganerze, namentlich die *Manganit*-, *Pyrolusit*-, *Psilomelan* etc.-Nester auch infolge nachträglicher Einwirkungen entstanden.

Der im Diabas befindliche *Quarz* steht ebenfalls mit postvulkanischen Wirkungen im Zusammenhang. Dieser Quarz ist nämlich immer in solchen Gesteinen zu finden, die stark zersetzt sind, deren Feldspat epidotisch, calcitisch, deren Augit chloritisch wurde. Die Verbreitung dieser quarzhältigen Diabase beschränkt sich hauptsächlich auf die Umgebung von Torjás, wo auch die erwähnten Erzgänge zu finden sind. Eine auf thermale Einwirkungen zurückführbare Quarzbildung lässt sich im Dorfe Tok, am Anfange des Sirbuluj-Baches beobachten, sowie auf dem oberhalb Soborsin befindlichen Malu-Berge (◊ 349). Die Kieselsäure lagerte sich hauptsächlich in den Sprüngen der Gesteine, in ihren Mandelhohlräumen und an Stelle der zugrunde gegangenen Mineralien ab und zwar entweder als faseriger *Chalcedon*, oder in der Form von

mosaikartigen Quarzanhäufungen. Manchmal ist der Quarz ziemlich gleichmässig in den Gesteinen verteilt, wobei seine bis zu 1 mm heranwachsenden Körnchen durch die Feldspatlamellen kreuz und quer durchzogen wurden. Die postvulkanische Tätigkeit zersetzte besonders die Gesteine der Ostseite des Torjásér Dosu Bogdan-Berges (◊ 503), die sich dort in ein hellgraues oder graulichweisses, toniges Material umwandelten.

Beträchtlich ist auch die Rolle des *Calcits*, der nicht nur das hauptsächlichste Ausfüllungsmaterial der Mandelhohlräume bildet, sondern in den einzelnen Gesteinen auch ausserdem sehr häufig vorkommt, so, dass man, besonders zwischen den konglomeratischen Schichten, wahrhaft verkalkte Gesteine findet. Aber auch die Rolle des *Epidots* ist ansehnlich, der teilweise aus der Zersetzung der primären Bestandteile der Spilite entstand, teilweise fremder Einschluss ist und als solcher in grossen Mengen in den Spiliten der Berge um Torjás (Bogdan, Cseru, Roiba), dann südlich von hier, in dem oberhalb Soborsin befindlichen Malu—Cruci—Koposelu (◊ 349, ◊ 351, ◊ 358)-Bergzuge zu finden ist. An allen diesen Orten findet man auf einem mächtigen Gebiete den Epidosit in faustgrossen, selten metergrossen, losen Stücken über dem Diabas zerstreut.

Bezüglich der neugebildeten Mineralien erwähne ich schliesslich, dass in den Mandelhohlräumen eines sehr zersetzten, schlackigen Spilites vom Toker Gredina-Berge auch *Albit* vorkommt, in ziemlich unreinen, lamelligen Kristallen ausgeschieden. Ebendort, am Abhange des Gredina-Berges habe ich auch *Prehnit* in den Spiliten gefunden, der meist in Adern und in verschieden geformten Knoten anzutreffen ist.

*

Diabasporphyrit. In engem Zusammenhange mit den spilitischen Diabasen treten die porphyrischen Diabase auf und zwar am häufigsten mit den schlackigen Spiliten der Seiten des Gomililor-Baches. Dies ist ein Beweis dafür, dass der Gomililor-Bach in einer nicht so sehr erosionalen, als vielmehr ursprünglichen Vertiefung fliesst. Diabasporphyrit ist aber auch als Decke der granitodioritischen Masse anzutreffen, u. zw. an Stellen, wo sie, — wie bereits erwähnt, — durch die Denudation noch nicht ganz abradiert wurde, also östlich von der oberen Mühle im Torjásér Tale, an den Abhängen des Mosuluj (◊ 359) und Gurguleu (◊ 477) Berges. Aber auch etwas weiter nördlich, am Grate des Gurguleu kommt er mit Spilit zusammen vor. Am Abhange des Toker Gredina-Berges (◊ 305) scheint es, als ob er den Spilit durchbrechen würde. Ausserdem kommt er nur in den tuffigen Konglomeraten vor, so in den unteren Teilen des Goronu-Berges (◊ 376), östlich von Pernyefalva, dann nördlich von Temesd, oberhalb der Abweichstation der Werkbahn. Über sein Vorkommen erwähne ich noch, dass er sich auf ziemlich kleine Stellen beschränkt; das grösste ist das am Gomililor-Bache.

Ist auch seine Ausdehnung gering, so ist seine Entwicklung umso

mannigfaltiger. Man kann drei Typen unterscheiden, deren gemeinsamer Charakterzug ist, dass in ihrer dunkelgrauen, graulichschwarzen oder schwarzen, dichten Grundmasse wenig makroskopische, aber manchmal 6 mm grosse Feldspat- und sehr selten und nur in einzelnen Arten auch Augitkristalle zu finden sind.

Zum erstem Typus gehört der ophitische Diabasporphyrit, der in der Nähe der granitodioritischen Masse an mehreren Orten zu finden ist (D. Mosuluĵ-, Gurguleu-, Calare-Berge u. s. w.). Ein allgemeiner Charakterzug dieses Gesteins ist, dass sein Augit fast überall in Uralit verwandelt ist. Seine holokristallinische Grundmasse von 50 μ bis 0.2 mm Korngrösse besteht aus *Uralit*, untergeordnet aus *Plagioklas*. Die Form dieser Gemengteile nähert sich bald der isometrischen, in welchem Falle die Grundmasse typisch körnig ist, bald ist aber der Feldspat etwas länglich, wodurch ihre Struktur der ophitischen ähnlich wird. Im ersten Falle kommt es vor, dass die kurzen Plagioklaslamellen und die kurzen Uralitprismen in eine Reihe geordnet sind, was der Grundmasse ein der fluidalen Struktur ähnliches Gepräge verleiht. Dazu kommt noch an einzelnen Stellen weniger, an anderen mehr Eisenerz und ziemlich viel *Titanit*. Die Augitreste befinden sich meist in der Mitte der Uralitkristalle. Einsprenglinge sind die meist in breiten Lamellen auftretenden Feldspate aus der *Labrador*-Reihe (Ab₄₂ bis Ab₅₆), die meist gut automorph sind, obzwar sie stellenweise Uraliteinschlüsse reichlich enthalten.

Zum zweiten Typus reihe ich jene Diabasporphyrite, in denen die Einsprenglinge in eine dichte, splitische Grundmasse eingebettet sind: dies sind die splitischen Diabasporphyrite. Hierher gehören die Gesteine des Vorkommens des Gomililor-Tales und des Konglomerates ober der Temesder Werkbahn, von denen man einige sogar als Augitporphyrite bezeichnen könnte, wie ich sie in meinem Berichte für 1916 auf Grund vorläufiger Untersuchungen benannte.¹ Ihre mikroskopische Physiographie und besonders ihre Vorkommensverhältnisse erkennend, — namentlich wie enge sie genetisch mit den splitischen Diabasen zusammenhängen, — halte ich es aber für das Beste, diese in die Reihe der Diabasporphyrite einzuordnen.

Die Korngrösse ihrer Grundmasse erhöht sich von einigen μ bis 1 mm und so stehen sie der Grösse nach im Zusammenhang mit den Einsprenglingen, deren Grösse von 1 mm bis 6 mm anwächst. Die Grundmasse besteht aus zwillingslamellierten *Plagioklas*leisten, bräunlichen *Augit*kristallen, titanitisch zersetzten *Eisenerzen* und sehr untergeordnetem, grünlichbraunem *Glas*. In den von neben dem Gomililorer Forsthause stammenden, basischen Diabasporphyriten übertrifft der Augit die Plagioklasmenge. Unter den Einsprenglingen herrscht aber der *Labra-*

¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1916, p. 344., Budapest, 1917.

dor und der *Labradorandesin* über dem nur an einigen Stellen vorkommenden, hellen, beinahe farblosen *Augit* vor. Für diese Einsprenglinge ist es sehr charakteristisch, dass sie sich in einzelnen, kleineren-grösseren Gruppen sammeln, in welchen Anhäufungen zwischen dem Feldspat und dem *Augit* ein identisches Verhältnis besteht, wie bei den Ophiten.

Den dritten Typus vertritt der hyaline Diabasporphyrit. Hierher gehören die Gesteine des Temesder Goronu- (◊ 359) und des Torjásér Borhana Mica-Berges (◊ 408) und einige schlackige Gesteine des über dem Pernyefalvaér Goroni-Bache befindlichen Agglomerates. Diese sind ausnahmslos brecciöse, schlackige Randgebilde. Im Gesteine von Borhana kommen auch haselnussgrosse Epidosit-Einschlüsse vor. Ihre Grundmasse ist verschieden. Sie besteht am Goronu-Berge neben der Glasbasis aus sehr abwechslungsreichen *Augit*-Kristallskeletten, welchen sich Eisenerz und einige Plagioklas-Mikrolithe anschliessen; die Grundmasse des Gesteins vom Goroni-Bache besteht aus braunem Glas, das voll von braunen Kristalliten ist, welchen sich noch wenige *Augit*-Kristallskelette und noch weniger Plagioklas und *Augit*-Mikrolithe zugesellen. Die Grundmasse der Gesteine vom Borhana ist viel heller: sie besteht aus farblosem oder fast farblosem Glase, aus Plagioklas-Kristallskeletten und Mikrolithen. Porphyrisch ist in den Gesteinen der beiden ersteren Vorkommen *Labradorandesin* und *Andesin*, im letzteren aber *Andesin* ausgeschieden. Die Gestalt des Plagioklas ist immer eine längliche Lamelle oder eine Leiste.

Es ist also interessant, dass man unter diesen glasigen Diabasporphyriten auch basischere und saurere Gesteine unterscheiden kann.

*

Hyalodiabas und Diabastuff. Die Diabasporphyrite mit glasiger Grundmasse führen zu den beinahe rein aus Glas bestehenden Hyalodiabasen hinüber, die man nur in den Agglomeraten der Diabastuffe finden kann, weswegen ich ihre Fundorte zusammen bespreche.

Agglomeratische Ablagerungen kommen in grösster Ausdehnung auf der nördlichen und südlichen Seite des Torjásér Roiba-Berges vor. Auf der Nordseite kann man von den 496 und 531 m hohen Spitzen des Roiba-Berges bis zum Zimburluj-Tale das grobe Agglomerat mit dunkelbräunlich-rötlichbrauner Oberfläche verfolgen, dessen Bindesubstanz: der feine Tuff sehr stark verwittert, auf der Oberfläche sogar zu Staub zerfallen ist; infolge des Zerfallens werden die oft kopf- oder rumpfgrossen Breccien und Konglomeratstücke frei, die dann die ganze Berglehne bedecken. Hyalinische Diabasarten kommen nur unter den kleineren Breccien vor.

Der Tuff selbst ist ein sogar auch in seinen unteren Teilen nur wenig zusammenhaltendes, ziemlich loses Gebilde, in das die Ablaufgräben aussergewöhnlich tiefe Klüfte gruben. In der ganzen Masse gibt

es kaum eine Schichtung, das ganze ist durcheinander gerissen; im grossen sieht es aber so aus, als ob die dazwischengeschalteten, feineren Tuffschichten sich gegen NW neigten.

Auf der Südseite des Roiba-Berges, im Tale des Gomililor-Baches, in der Länge von beiläufig 2 km sind diese, auch Hyalodiabase enthaltenden, vulkanischen Sedimente an mehreren Orten zu finden, so bei der Mündung, ungefähr 150 m östlich von derselben, in der Umgebung der Mündung des Borhana-Baches unter dem unterkretazischen Tonschiefer, weiters überall auf dem sich südwestlich hinziehenden Grate des Roiba-Berges.

In kleineren Fetzen sind Diabas-Agglomerate an mehreren Orten zu finden, so oberhalb Temesd in einer ziemlich langen Linie auf dem Abhange der Coasta Temesest, nach Süden beinahe bis zur Mündung des Stroilor-Baches, an mehreren Orten von Mikrogranitgängen durchschnitten, dann nordwestlich von hier, am Abhange des Pernyefalvaer Goronu-Berges (◊ 376).

Das Agglomerat, welches ober den Spiliten vorkommt, ist überall vorherrschend grobkörnig. Im südlichsten Teile des Gebirges, in der Gemarkung von Tok, in der südöstlichen, steilen Wand des Gredina-Berges (◊ 305) sind an mehreren Orten Fetzen von vulkanischem Tuff anzutreffen, welcher auf etwas grösserem Gebiete, am Westende der steilen Wand, über der den Poduluj-Bach umgebenden Spilitmasse vorkommt. Eine erwähnenswerte, grössere Fundstätte kenne ich noch in der Gemeinde Tok, welche ca. 0.5 km oberhalb der Mündung des Sirbuluj, an dem Satuluj-Abhange beginnt und einige hundert Meter lang ist. Hier weiter oben kommen auch feinere, brecciöse Tuffarten vor. Unter den Agglomeratstücken sind sämtliche Diabasarten, vorherrschend aber Spilit und stellenweise Diabasporphyrit vertreten. Als Hyalodiabas erwies sich nur das Material der kleineren Kügelchen.

Was nun die feinere, mikroskopische Struktur der Diabasgläser und ihre Zusammensetzung betrifft, darauf gehe ich jetzt nicht weitläufig ein, da ich in einer Abhandlung den aus Dr. T. v. SZONTAGH's Sammlung stammenden Hyalodiabas des Gomililor-Baches ausführlich beschrieb;¹ ich erwähne nur, dass ich frisches, noch nicht umkristallisierendes Diabasglas unter den vielen Vorkommen nur in den Gesteinen vom Gomililor, Goronu und Gredina fand. Die Zusammensetzung dieser ist ganz identisch mit jener vom Gomililor. Die anderen unterscheiden sich davon im Grade der Umkristallisation.

¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1916, p. 676—701.

MELAPHYR

Als Anhang der Serie der gabbroidalen Gesteine muss ich noch den beinahe keine geologische Rolle spielenden Melaphyr erwähnen, der in minimaler Menge im erwähnten Agglomerate der steilen Wand des Toker Gredina Berges (◊ 305) an drei Stellen vorkommt: in der Entfernung von ca. 260, 300 und 800 m gegen WSW vom Toker Gregyin-Bache finden wir auf ganz kleinen Gebieten einen agglomeratischen Diabasstuff, in dem zusammen mit den weitaus vorherrschenden Diabasstücken auch *Hyalomelaphyr*-Agglomerat vorkommt. Die leicht zerfallenden Tuffe enthalten meist sehr kleine, Mohnkorn-grosse Glasstücke; auch erbsen- und nussgrosse sind häufig, während die faustgrossen schon zu den Seltenheiten gehören. Die Menge des Melaphyrs ist so gering, dass er auch noch dem minimalen Hyalodiabas gegenüber sehr untergeordnet ist. Es ist noch zu wissen, dass der Hyalodiabas unter den an der Bildung des Agglomerates teilnehmenden Diabasarten wahrhaft verschwindend vertreten ist. Petrographisch beschrieb ich schon früher die aus v. SZONTAGH's Sammlung von hier stammenden Melaphyre,¹ ich kann also jetzt von der Detaillierung absehen.

Das Vorkommen dieser Hyalomelaphyre mit dem Diabas beweist, dass sie mit letzterem gleichzeitige Gebilde und vielleicht nichts anderes sind, als typisch porphyrisch entwickelte Arten basischer Diabase.

Ich erwähne noch, dass ich im genannten Diabasstufe der Nordseite des Torjásér Roiba-Berges auch solche Agglomeratstücke fand, deren frisches Gestein sich dem Augitmelaphyr von tholeiitischem Typus nähert.

JURASSISCHER KALKSTEIN²

Östlich von Felsököves, beim 4.7 km der Soborsiner Landstrasse, am südlichen Fusse des Vultur-Berges (◊ 355) erhebt sich eine kleinere Felswand aus dem abgenützten Diabasbergrücken, deren Gestein rötlichbrauner, brecciöser Kalkstein ist. Er ist von massiger Erscheinung, hat keinerlei Schichtung, scheint der Rest einer ausserordentlich stark zerbrochenen Kalkklippe zu sein; als seine Breite kann man längs der Landstrasse 50 m annehmen, samt seinen auf der Diabasmasse hie und

¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1916, p. 656., Budapest, 1917. Ibid. p. 684—694.

² Dieser Kalkstein ist mit dem der Zámér Magura vollkommen identisch, besonders aber mit dem von dort 1/2 km nördlich befindlichen, brecciösen Kalkstein der Nagyzámér Hügelseite, welchen Dr. KARL v. PAPP mit Vorbehalt als Dogger (resp. den brecciösen-dolomitischen Kalkstein als Untermalm) bestimmte.

da auffindbaren kleineren Fetzen. Aufwärts, gegen den südlichen Grat des Vultur-Berges kann man ihn in NO-licher Richtung auch über ein kleines Stück verfolgen, aber die immer dünner werdende Kalkdecke ist von dem, aus besonders stark denudiertem Gabbro bestehenden Grate bereits ganz verschwunden und nur aufwärts, gegen das Felsököveser Tal findet man wieder einen kleinen Rest, ja sogar auf der anderen Seite des Tales, am Fusse des Gredina-Berges, findet man seine Fortsetzung, wo er ebenfalls auf Diabas sitzt.

Von ähnlicher Erscheinung sind jene kleinen Fetzen, die zwischen Tok und Felsököves, auf den Diabastuffen des Gredina-Berges zu finden sind, teilweise in diesen eingefaltet. Diese Einfaltung ist oberhalb der steilen Wand nordwestlich von Tok beim Gregyin-Bache und davon ca. 350 m südwestlich gut zu sehen.

In diesem rötlichen und braunen Kalkstein sind makroskopisch nur die verschwommenen Stielfragmente der Krinoideen und die manchmal nussgrossen Diabas- und Gabbrostücke zu unterscheiden. Der Kalkstein ist stark brecciös, seine Hauptmasse ist gelblichgrau, gelblichbraun oder rotbraun, darinnen kommen bräunlichschwarze Kalksteine mit reichem Eisenoxydinhalt neben den eruptiven Einschlüssen vor. Er ist stellenweise oolithisch. Das Mikroskop zeigt in den Dünnschliffen des Gesteins auch nicht viel: einen mit wenig eisenhaltigem Ton vermengten, sehr feinkörnigen, unreinen Calcithaufen, in dem mit Calcit ausgefüllte Sprünge, umkristallisierte, verschwommene Fossilien Spuren, dann Diabas und Gabbrobrocken enthalten sind. Beachtenswert ist bei diesem kalkigen Sediment, dass in ihm Diabas und spärlicher Gabbroeinschlüsse zu finden sind; von den unzähligen Varietäten der später zu besprechenden Gesteine des granitodioritischen¹ Magmas aber konnte ich selbst bei der sorgfältigsten Forschung keine Spur entdecken, weder draussen in der Natur, noch im Laboratorium in Dünnschliffen, obgleich sowohl die Granit-, wie auch die Porphy-, etc. Arten ebenfalls in seiner unmittelbaren Nähe vorkommen.

Dieses kalkige Sediment ist also sozusagen ein Grenzgestein zwischen der Bildung der gabbroidalen und granitodioritischen Gesteine. Seine Ablagerung erfolgte, als die Erosion einen Teil des Diabases bereits, abradierte und der Gabbro wenigstens teilweise schon denudiert war. Nur so kann man es nämlich verstehen, dass es auch Gabbroeinschlüsse enthält. Dieser Kalkstein bildete sich also lange Zeit nach dem Empordringen der gabbroidalen Gesteine, aber vor dem Beginn der Bildung der Gesteine der granitodioritischen¹ Reihe.

¹ Ich gebrauche diesen Ausdruck im Sinne von ROSENBUSCH, als einen zusammenfassenden Begriff.

KRETAZISCHER TONSCHIEFER.

Auf dem aufgenommenen Gebiete fand ich nur spärliche Reste von dem sich an der Nordgrenze der Eruptivmasse des Drócsa-Gebirges in einem breiten Streifen hinziehenden, Mangan- und Eisenerz führenden Tonschiefer, obzwar er in kleinen Fetzen und Spuren auch auf einem grösseren Gebiet nachzuweisen ist. Ziemlich gut ausgebildet ist er südlich von Torjás, im Mittellaufe des Gomililor-Baches, wo er sich in der Länge von ca. 1 km in der Tiefe des Baches verfolgen lässt. Er ist teilweise blossgelegt, teilweise aber von Porphyrit- und Porphyrituff bedeckt.

In Bezug auf seine Lagerung sind folgende Beobachtungen wichtig: sein Liegendes ist teilweise Spilitdiabas, teilweise Diabastuff, von dem seine untersten Schichten auch Einschlüsse enthalten. Seine unteren Schichten enthalten viel Quarz und sind voll von Radiolarien. Über ihm folgt ein eisenschüssiger Tonschiefer, der schon weniger organische Reste enthält, in seinem oberen Teile folgen Schichten, in welche Porphyrit- und Oligoklasporphyrit-Tuffteile gemengt sind, welche Tuffteile Radiolarien gleichfalls enthalten. Sein Hangendes bilden tonige Porphyrituffe, bezw. Porphyrituffe, die weiter oben in reine Tuffe übergehen. Die reinen Porphyrit- und Porphyrituffe enthalten Radiolarien nur in ihren untersten Schichten. Das Fallen der Tonschiefer kann man an einigen Stellen auch messen, es ist überall SSW 20°—40°. Hie und da sieht man darin auch schwächere Faltungen.

Dieser eisenschüssige Tonschiefer lagerte sich wahrscheinlich in eine ursprüngliche Vertiefung der Diabasmasse, was man damit beweisen kann, dass unter ihm Diabastuff, Spilitagglomerat, an anderen Stellen schlackiger Spilit liegt. Aber auch das steht fest, dass seine Ablagerung eben in der Anfangsperiode des Porphyrit- und Oligoklasporphyritausbruchs endete, da man nur im untersten Teile des ganzen Porphyrit- und Porphyrituffkomplexes eine Vermischung findet, während die Hauptepoche der Porphyritbildung erst nach der Ablagerung dieses eisenschüssigen Tonschiefers folgte. Dies wird auch dadurch bewiesen, dass die Hauptmasse des Tuffes oberhalb des Tonschiefers liegt, ausserdem, dass die Lave des Porphyrits auf den bereits abgelagerten Tonschiefer floss und diesen unmittelbar längs des Kontaktes auch etwas umwandelte, wovon man sich in dem, bei der nordöstlichen Krümmung des Gomililor-Baches befindlichen, schönen Aufschluss überzeugen kann.

Der Tonschiefer vom Gomililor-Bach ist dünnschieferig, seine einzelnen Schichten sind leicht von einander zu trennen, seine Farbe ist dunkelbraun oder schwärzlichbraun, seine Absonderungsflächen bedeckt eine bläulichschwarze, manganhaltige Eisenerzhülle. Mikroskopisch ist sichtbar, dass seine Umkristallisierung schwach ist, es sind in ihm Kaolin- und Feldspatflaumen, Weissglimmerlamellen und Quarzanhäu-

fungeu abgeschieden. Den Quarz aber führten grösstenteils die Radiolarien in das Gestein, da hauptsächlich nur in den reichlich radiolarienhaltigen eine grössere Menge von Quarz zu finden ist.

Ähnliche, aber viel kleinere Tonschiefer-Vorkommen, besser gesagt Fetzen kommen auch an der Nordseite des Roiba-Berges vor, wo sie über den Diabastuffen und Agglomeraten der Coasta rosi (= roter Abhang) gelagert, aber von der Erosion an den meisten Stellen ganz abradirt sind. An diesen Stellen kann man ihre Spuren grösstenteils nur in einem rötlichbraunen, eisenhaltigen Beschlag wahrnehmen, mit welchem sie die Klüfte der unter ihnen befindlichen Diabastuffe, ihre Absonderungsflächen, aber auch die Agglomeratstücke selbst dick überzogen. Auf etwas grösserem Gebiete, in zusammenhängender Masse finden wir sie nur auf der südöstlichen Seite der Roiba-Spitze (◊ 496) in einer eingesunkenen, manganischen Limonitgrube.

Die Spuren dieses eisenführenden Tonschiefers sind aber auch auf der anderen Seite von Torjás, auf den Cseru- (◊ 476) und Voica-Spitzen (◊ 467 und ◊ 425) zu finden. Es ist wahrscheinlich, dass die auf der Ostseite oberhalb der Torjás-er Diabasmasse, längs des vom Doszu Bogdan (◊ 503) bis zur Cseju-Spitze (◊ 551) führenden Gratweges, sowie auf der Westseite um die erwähnten Voica-, Cseru- und weiter nördlich um die Cruci-Spitze (◊ 474) in grosser Menge zerstreut vorkommenden, quarzigen Limonitstücke aus diesem ganz zugrunde gegangenen, abradirten, eisenführenden Tonschiefer entstanden.

Die stratigraphische Lage dieses Tonschiefers hat L. v. Lóczy¹, speziell die von Gomilbor aber T. v. Szontagh² bereits bestimmt und in den unter den Gosau-Schichten befindlichen Karpathensandstein-Komplex eingereiht.

* * *

Wenn man nun diese beiden besprochenen, mesozoischen Sedimente auf Grund des Gesagten mit den gabbroidalen und granitodioritischen Gesteinsreihen in Verbindung bringt, — gelangt man zu dem Resultate, dass der Felsököveser mitteljurassische, brecciöse Kalkstein lange Zeit nach der Bildung der gabbroidalen, aber vor der Bildung der granitodioritischen Eruptiven sich ablagerte, während die Ablagerung des kretazischen Tonschiefers vom Gomilbor genau zu Beginn des Empordringens des granitodioritischen Magmas ihren Abschluss fand.

¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt für 1888, p. 41—43. Budapest, 1890.

² Jahresbericht der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt für 1890, p. 67—69. Budapest, 1892.

GRANIT, GRANODIORIT UND DAS GANGGEFOLGE.

Das Drócsaer mächtige Granitgebiet reicht von der Gemeinde Áldásos beinahe bis Felsóköves und schliesst die ganze sich von Soborsin bis Temesd ziehende Gebirgsgegend ein. Von kleineren-grösseren Steinbrüchen, Bächen aufgeschlossen, kann man es auf dem sich im Süden von Soborsin erhebenden Cukor-Berge (♠246), weiters zwischen Soborsin und Felsóköves oberhalb der Landstrasse und endlich in der Gebirgsgegend, oberhalb der Soborsin—Torjásér Strasse, — welche Gegend von den Nebengewässern des Torjásér Baches zerrissen ist, — sehr gut studieren

Die Hauptmasse des Cukor-Berges besteht aus einem ausgesprochen porphyrischen Amphibolgranitit, der an der süd-südwestlichen Seite der 246 m hohen Spitze am frischesten ist. Man kann in seinem, durchschnittlich 1—5 mm-igen Grundgewebe makroskopisch gelbliche und weissliche Feldspate, viele schwarze Biotit-Lamellen und wenigen Quarz erkennen. Die porphyrisch ausgeschiedenen, gelblich-roten Feldspatkristalle sind bis zu 6 cm anwachsende, breite Tafeln, mit meist frisch glänzenden Spaltungsflächen, aber mit nicht besonders scharfen Grenzlinien. Man kann auch makroskopisch bemerken, dass diese grossen Feldspattafeln kleinere, weissliche Feldspatkörner und Biotitlamellen einschliessen und, dass manchmal doppelte Zwillinge vorliegen. Dieser grosse Feldspat zeigte sich bei der qualitativen chemischen Analyse als an Na reicher K-Feldspat, unter dem Mikroskope erwies er sich als mikroperthitischer *Orthoklas*.¹

Unter den Mineralien des Grundgewebes kommt der *Quarz* in sehr untergeordneter Menge vor, er bildet höchstens $\frac{1}{7}$ — $\frac{1}{6}$ Teil des Gesteins, seine xenomorphen Körner schlossen ausser den anderen Mineralien auch *Muskovit* ein, der im Gestein frei nicht vorkommt. Der Feldspat ist zum geringeren Teil *Orthoklas*, zum grösseren Teil *Plagioklas*. Der *Orthoklas* ist immer ein unregelmässiges Körnchen, welches nur wenig oder gar nicht besser geformt ist, als der Quarz und von einer blassen, gelblichen Farbsubstanz bedeckt ist. Er ist beinahe immer *Mikroperthit*. *Plagioklas* ist das vorherrschende Mineral des Gesteins. Er bildet ziemlich gut geformte Kristalle, untergeordnet unregelmässige Körnchen. Sehr oft ist er ein polysynthetischer Zwilling nach dem

¹ Sowohl von den grossen Feldspateinsprenglingen dieser Gesteinsart, als auch von sämtlichen Kalifeldspaten der Gesteine dieser Gegend kann ich allgemeinen sagen, dass alle, sogar die vollkommen homogenen (nicht perthitischen) Kristalle, die ich von den Gesteinen isoliert untersuchen konnte, sehr reich an Na sind. Auch ihre optischen Eigenschaften verweisen nur sehr selten in allen Beziehungen auf normalen *Orthoklas*, aber auch die homogenen *Orthoklase* sind verschieden. Mit diesen Feldspaten werde ich mich anderorts detaillierter beschäftigen, jetzt in dieser Abhandlung nenne ich sie trotz dieser Eigenschaften einfach nur *Orthoklas*.

Albit- und Periklingesetz, aber der Karlsbader kommt auch vor. Die häufige zonare Struktur ist isomorph oder rekurrent. Unter den näher bestimmten Arten ist der saure *Oligoklasandesin* am häufigsten, welcher in den äusseren Teilen der Zonen bis zum *Albitoligoklas* ansteigt, im Inneren aber manchmal bis zum serizitisierenden *Andesin* hinabsinkt. Die äusserste, dünne Zone ist öfters Orthoklas.

Das vorherrschende femische Mineral ist der *Biotit*, dessen Lamellen in der Richtung der basischen Spaltung oft zerspaltet sind; er ist manchmal mit Amphibol zusammengewachsen. Optisch scheint er einachsigt zu sein; sein Pleochroismus: α = ins grünliche scheinendes hellgelb, β und γ = dunkelbraun. Wo er sich umzuwandeln begann, wurde meist *Pennin* aus ihm, bei *Magnetit*-, manchmal *Epidot*-Ausscheidung. Der gewöhnliche *grüne Amphibol* kommt in sehr geringer Menge vor, seine kleinen, prismatischen Kristalle erreichen selten die Grösse eines mm, meist bleiben sie weit darunter zurück. Er ist ziemlich frisch, nach der Querfläche (100) oft ein doppelter Zwilling; sein Pleochroismus: α = blass grünlichgelb, β = hellgrün, γ = grün.

Auffallend ist die verhältnismässig grosse Quantität des *Titanit*, dessen idiomorphe, spitzrhomische Kristalle sogar 1.2 mm erreichen. Seine Farbe ist blassbraun; sein Pleochroismus: α = blass bräunlichgelb, β = blass gelblichbraun, γ = ins rötliche scheinendes braun, also ziemlich schwach und nicht allgemein. Oft wächst mit ihm *Magnetit* zusammen, dessen frische Kristalle ziemlich gut geformt sind, seine Menge ist bedeutend geringer, als die des Titanits, aber seine isometrischen Körner wachsen bis 0.6 mm an. Der *Apatit* kommt an den *Magnetit* gebunden, aber auch frei vor und enthält manchmal Gaseinschlüsse. Der *Zirkon* und *Rutil* sind im *Biotit* und im *Amphibol* zu finden, der erstere hat manchmal auch einen pleochroitischen Hof. Zu erwähnen ist noch der braune *Turmalin* in spärlichen, xenomorphen Körnern.

Bei diesem Granite ist die untergeordnete Rolle des Quarzes, die vorherrschende Menge des Plagioklases, die Rolle der Hornblende und die grosse Menge des Titanits beachtenswert. Auf Grund dieser Eigenschaften können wir das Gestein mit gleichem Rechte ebenso Hornblendegranit, als auch Granodiorit nennen. Hier kann man es auch in Betracht nehmen, dass auch J. v. SZÁDECZKY ein aus dem Zerna-Tale (Bihar-Gebirge) beschriebenes Gestein ganz identischer Zusammensetzung Dacogranit (Granodiorit) benannte. Dieser letztere ist noch dazu etwas saurer.¹

Auf der Ostseite des Cukor-Berges ist dieser Übergangsgranit sehr stark verwittert, stellenweise bedeckt sein Grus die Berglehne in der

¹ Suppl. z. Földtani Közlöny, Bd. 34., p. 157., Budapest.

Dicke von 1 m, der für die seit einigen Jahren betriebenen, ausgedehnten Weinkulturen einen sehr guten Boden abgibt. Von der hochgradigen Verwitterung können wir uns am besten in jenem mächtigen Steinbruche überzeugen, welcher sich an der Westseite des herrschaftlichen Weingartens befindet. Am oberen Ende desselben liegt in einer Mächtigkeit von ca. 10 m loser Granitgrus, der sich sowohl hier, als auch an den Seiten des Weingartens sozusagen geschichtet lagert. Die Ursache dieser scheinbar geschichteten Lagerung scheint darin zu liegen, dass das Gestein sich sehr gut bänkelig, plattig absondert. Die Dicke der Bänke, Platten beträgt 20—80 cm, aber in der Richtung der Absonderung kann man auch ganz dünne Platten loslösen. Der verhältnismässig frischeste Granit kommt im Inneren des Steinbruches, an den tiefsten Stellen vor. Dies ist ein rötlich-gelbliches, mit grünlichen Flecken versehenes Gestein von hübschem Aussehen und ziemlich gleichmässiger, sich durchschnittlich bis zu 5 mm erhebender Korngrösse. Auffallend ist, dass sowohl die grösseren, wie die kleineren Feldspate in einer Richtung geordnet sind, welche mit der Richtung der häufig vorkommenden, bräunlichen Streifen zusammenfällt.

Das mikroskopische Bild der Gesteine des Steinbruches unterscheidet sich ein wenig von dem eben beschriebenen Gestein. In Details lasse ich mich nicht ein, hier erwähne ich nur so viel, dass der *Quarz* in untergeordneter Menge vorhanden ist, von den Feldspaten aber der *Orthoklas* und *Albitoligoklas* in beiläufig gleicher Menge vorkommen. Diese sind die vorherrschenden Feldspatarten, schon der *Oligoklas* ist selten und einen basischeren fand ich im Gestein überhaupt nicht. Als femisches Mineral ist nur der vielerorts chloritische *Biotit* ausgebildet. Die erwähnten bräunlichen Streifen sind an Biotit reichere, feinkörnige, reibungsbrecciöse Linien.

Der früher erwähnte, porphyrische Granit des Cukor-Berges enthält auf der Westseite, gegen die Spitze zu, sehr viele eingeschmolzene Diabaseinschlüsse; sein Grundgewebe ist viel feinkörniger und eben auf der westlichen Seite des Berges durchziehen ihn dünnere und dickere Mikrogranit- und Mikrogranodiorit-Gänge.

Den Cukor-Berg trennen die Häuser von Soborsin vom südwestlichen Teile der Hauptgranitmasse. Der allgemeine Charakterzug des durch die *Bánya-* und *Vurtyászka-Bäche* aufgeschlossenen Granites besteht darin, dass er oberflächlich sehr zersetzt ist und ihn kreuz und quer mikrogranitische Gänge durchziehen. Infolge der hochgradigen Verwitterung ist das Gestein von einem, manchmal aus mehrere Meter mächtigem Grus bestehenden und nur teilweise fruchtbaren Boden bedeckt. Wo man unversehrtes Gestein findet, ist es beinahe immer der Mikrogranit selbst, welcher den verwitternden, zerstäubenden Einflüssen stärker widerstand und manchmal aus der verwitterten, mit den Händen zerbröckelbaren Substanz der abgerundeten Bergrücken als

scharfe Rippe hervorrägt. Der Granitgrus verfestigte sich stellenweise zu einem wahrhaft zusammenhaltenden Gestein; so findet man an der Seite des Bányá-Tales solche arkosenartige Gesteine, in denen der Feldspat gänzlich zersetzt ist und die kreuz und quer zersprungenen Quarzkörner von dem neugebildeten Glimmer und dem kaolinischen Ton zusammengehalten werden.

Gegen den Vurtyászka-Gipfel zu wird der Granit immer dichter; im Vámer Tale aufwärts erfahren wir dasselbe. Bei der „Vámer Klippe“ (Kolcu Vinyest) geht die Granitmasse gegen den Diabas zu allmählich in Mikrogranit über, welcher tief in den Diabas hineingedrungen ist. Das Gestein der Vámer Klippe kann man noch kleinkörnigen Granit nennen, aber es zeigt auch schon mikrogranitische Charaktere, so die mikropegmatitische Struktur, Korngrösse von 0.5—1 mm, Vorherrschen des Alkalifeldspates, die grosse Untergeordnetheit des femischen Minerals (Biotit) etc.

Am oberen Teile des Bányá-Baches geht der basischere Granit in Quarzdiorit über, dieser ist aber infolge der hochgradigen Umwandlung, die im Zusammenhang mit den hiesigen, zahlreichen Erzgängen steht, nicht so gut zu studieren, wie in dem später zu besprechenden Fertyó-, Rosali-Bache etc.

Östlich vom Bányá-Bache ist der Granit stark verwittert und soweit man es auf dem von dickem Grus und Humus bedeckten Gebiet sehen kann, geht er am oberen Teile, am Hochebene förmigen Teil, oberhalb des steilen Weges in Granodiorit, weiter in Quarzdiorit über, so, dass der Granit hier nur in einem sehr dünnen Streifen das Torjásér Tal begleitet. Etwas nördlich von hier aber, neben dem Sumány-Bache, beinahe bis zur Spitze der Ponyica (◊295) geht man überall auf Granit. Der Granit ist hier von gleicher Art, wie am Cukor-Berge, (also saurerer Granodiorit), ist aber nirgends so grosskörnig und enthält viele Mikrogranitgänge, die auch den Quarzdiorit durchziehen.

Sehr lehrreich sind und die Struktur der ganzen Granitmasse eröffnen die ausgezeichneten Aufschlüsse der vom besprochenen Gebiete nördlichen, zerklüfteten, engen Felsentäler des Fertyó-, Ripilor- und Sumány-Baches. Sämtliche fliessen vom Malu-Berge (◊349) herab zum Torjásér Bach.

Der am Anfange des Fertyó-Baches vorkommende Granit¹ ist gelblichgrau, mit einer gleichmässigen Korngrösse von 3 bis 5 mm. In seiner Zusammensetzung hat der Quarz und der Feldspat eine ungefähr gleiche Rolle, obzwar stellenweise der Quarz vorherrscht, der mit

¹ Dieser normale Granit ist petrographisch mit jenem Granite in allen Beziehungen vollkommen identisch, welchen J. v. SZÁDECZKY als Vertreter des saureren Typus der Vlegyászaer Granitarten detailliert beschrieb. (Földt. Közl., XXXIV., p. 157., Budapest, 1904.

dem Feldspat manchmal pegmatitisch verwachsen ist. Von den Feldspaten kommt der Plagioklas der *Oligoklas*-Serie (im Inneren der zonaren Feldspate ist Andesin, aussen auch Albit vorhanden), ungefähr in der Menge vor, wie der *Orthoklas*, das femische Mineral ist der untergeordnete *Biotit*.

Dieser normale Granitit geht am oberen Teile, nahe zu seinem Rande in einen etwas basischeren Granit (in sauren Granodiorit) über, welcher im mittleren Teile des Ripilor-Baches sehr gut studiert werden kann.

Der von hier stammende gelblichgraue, mittelkörnige Übergangsganit, der im Bache aufwärts ca. 0.5 km andauert, unterscheidet sich von dem des Fertyó-Baches dadurch, dass er oft porphyrisch ist; seine mineralische Zusammensetzung ist die gleiche, wie beim Granit vom Cukor-Berg, es ist also die Rolle des Quarzes klein, der *Plagioklas* herrscht über den *Orthoklas* vor und unter den femischen Mineralien erscheint auch der *Amphibol* neben dem *Biotit*.

Im Ripilor-Bache aufwärts schreitend, geht dieser basischere Granit allmählich, fast unmerklich in echten Granodiorit über, welcher besonders längs des Sumány-Baches mächtig entwickelt ist. Die Zusammensetzung des frischesten Granodiorits ist folgende. Ein hellgraues, stellenweise gelblichgraues, etwas porphyrisches Gestein, da im durchschnittlich 1—4 mm-igen Grunde bis zu 8 mm anwachsende Feldspate and Amphibolprismen wahrzunehmen sind. Die porphyrische Struktur ist unter dem Mikroskope weniger auffallend, da die grösseren und kleineren Kristalle durch vielerlei Übergänge mit einander verbunden sind.

Quarz ist viel weniger vorhanden, als Feldspat, seine gewöhnlich einheitlich auslöschenden, xenomorphen Körnchen sinken sogar bis 0.2 mm herab. Die sich der automorphen Gestalt nähernden, kleineren-grösseren, lamellenförmigen Kristalle des unter den Feldspaten vorherrschenden *Andesinoligoklases* und *Oligoklases* sind zwillingsstreifig und sehr oft zonar; die xenomorphen Feldspate erwiesen sich als *Albit*, *Albitoligoklas* und *Orthoklas*. Der *Orthoklas* ist sehr untergeordnet, seine Ausscheidung erfolgte gleichzeitig mit der des Quarzes, da er mit diesem auch pegmatitisch verwachsen ist, was aber mit dem Albit auch geschieht. Das Innere der grossen, zonaren Feldspatkristalle ist in mehreren Fällen stark serizitisch und es kommt sogar auch *Epidot* in denselben vor. Im allgemeinen sind die Feldspate aber frisch.

Die gesamte Menge der femischen Mineralien ist ziemlich, aber nicht gross, unter ihnen herrscht der braune *Biotit* vor, aus dessen sporadischer Umwandlung meist der eine nelkenbraune, oder lavendelblaue Doppelbrechung zeigende *Pennin* entstand. Der helle, bräunlich-grüne *Amphibol* spielt eine untergeordnete Rolle, obzwar er stellenweise häufig ist. Sein Pleochroismus: α = sehr blass bräunlichgelb, β = grün, γ = bräunlichgrün. Manchmal ist er mit *Biotit* verwachsen

und zwar so, dass der Biotit inwendig ist. Ausser den behandelten Mineralien sind erwähnenswert: der verhältnismässig reichliche *Titanit*, dann der *Magnetit* in manchmal 0.5 mm-igen Kristallen, der *Zirkon* und *Apatit* in winzigen, aber sehr scharf automorphen Kristallen.

Die Struktur und mineralische Zusammensetzung des Granodiorits betrachtend, lenke ich schon jetzt die Aufmerksamkeit auf jene, später zu besprechende, auffallend grosse Ähnlichkeit, welche zwischen dem Übergangsgranit vom Ripilor- und Cukor-Berg, aber noch mehr zwischen dem Granodiorit von Sumány und den Granodioriten, resp. Dacograniten vom Bihar-Gebirge besteht.

Im Granite und Übergangsgranite (sauerer Granodiorite) der erwähnten drei Bäche, besonders aber in den Granodioriten, hauptsächlich an den äusseren Teilen, wo der Granodiorit bereits in Quarzdiorit übergeht, sind Erzlinien sehr häufig, um welche die Gesteine ausserordentlich zersetzt sind, so z. B. beim Zusammenfliessen der beiden Quellbäche des Ripilor, wo sie zu zerstaubbarem, graulichweissem Material wurden. Der Zersetzungsprozess nimmt allmählich an Intensität zu, je mehr man sich den erzhaltigen Stellen nähert. Zuerst zersetzen sich die femischen Mineralien zu *Chlorit* und im Gesteine findet man besonders längs der Absonderungsflächen viel *Pyrit*, dann näher wird das grünlichgraue Gestein wahrhaftig brecciös, weil die kreuz- und querlaufenden Pyritadern, je ein zersetztes Stück umgebend, diese befestigen, während die daneben befindlichen, stärker zersetzten Teile auseinanderfallen. Aber man findet an diesen Stellen auch dicke *Quarz*-Adern, neben welchen sich ein weisses, fast oder ganz kaolinisiertes Gestein befindet, in dem aber kein Erz mehr vorhanden ist.

Die Erklärung dieser Erzlinien und der Erzbildung selbst finden wir längs des von den Cruci- (♢351) und Malu- (♢349) Bergen herabströmenden Rosali-Baches, der viel mächtiger als die Vorigen ist. Hier steht am Anfange des Baches graulichweisser Granit an, der dem Ripilor-Typus (saurem Granodiorit) ähnlich ist; dieser ist etwas weiter oben, längs einzelner, lange verfolgbarer Linien von NO-licher Richtung sehr stark umgewandelt und hat einen reichen Erzgehalt. Diese Linien umgibt ein frischerer Granit an beiden Seiten, in dem aber überall Sulfiderz zu finden ist, wenn auch in geringer Menge.

Vier solche, erzige Gänge fand ich bis beiläufig zum 500 m- Abschnitt, wo ein Granodioritporphyrit-Gang von veränderlicher Dicke, (die aber durchschnittlich mehrere m beträgt) und von NW-licher Richtung vorkommt, dessen Grenze gegen das Nebengestein vielerorts verschwommen ist. Die Grenze ist nur dort gut zu erkennen, wo der Granit bei dem Gange stark silifiziert ist und dem Kontakt wirkliche Quarzbänder folgen. Es ist aber auch zu bemerken, dass solche Erscheinungen nicht

nur am Kontakt, sondern auch im Granit selbst und zwar nicht immer in unmittelbarer Nähe des Ganges, nachweisbar sind. Bei der Ausforschung der Grenze ist also eine grosse Vorsicht zu empfehlen. Der Gang selbst ist nur am Kontakt stark zersetzt, gegen das Innere wird er immer frischer, ein wenig Pyrit enthält er aber auch im frischesten, inneren Teil.

Dieser Rosalier Granodioritporphyrit ist ein typisch granitoporphyrisches Gestein. Die Zusammensetzung eines seiner frischesten, dunkelgrauen Exemplare ist folgende. Das den Einsprenglingen gegenüber sehr untergeordnete, manchmal minimale, mikrogranitische Grundgewebe ist durchschnittlich 0.5 mm-ig und besteht vorherrschend aus *Quarz*, *Orthoklas* und *Oligoklasalbit* (hauptsächlich Ab_{92}). Die Grösse der Einsprenglinge ist durchschn. 5 mm, aber zwischen den Bestandteilen des Grundgewebes und den porphyrisch ausgeschiedenen Mineralien gibt es in Bezug auf die Grösse, (die Hornblende ausgenommen), keine scharfen Grenzen, sie gehen allmählich in einander über. Unter den Einsprenglingen herrscht überwiegend der Plagioklas aus der Reihe *Oligoklas* und *Andesin* (Ab_{80} — Ab_{60}) vor, der gewöhnlich isomorph zoner Struktur ist, mit einem saureren Plagioklas- (bis Ab_{100}) und noch häufiger mit einem dicken *Orthoklas*-Rand. Porphyrischer *Quarz* findet sich sehr wenig. Unter den femischen Mineralien ist bedeutend mehr *Biotit* als *Hornblende* vorhanden. Interessant ist, dass während die Hornblende in beiden Generationen vorkommt, der Biotit nur unter den Einsprenglingen erscheint. Die beiden Generationen der Hornblende trennt eine sehr scharfe Grenze von einander: die Hornblende des Grundgewebes ist grünlichbraun und ein feines, schlankes Prisma, während die porphyrische Hornblende lebhaft grüne und mächtige, unteretzte Prismen bildet, deren Grösse bis 10 mm anwächst. Zwischen den beiden ist kein Übergang zu beobachten. Unter den Nebengemengteilen ist die verhältnismässig grosse Menge des *Titanits* auffallend, der nur teilweise automorphe Kristalle bildet, deren Grösse bis zu 3 mm ansteigt. Es ist sehr wenig *Magnetit*, aber um so mehr *Apatit* vorhanden, dessen gut entwickelte Prismen oft zentrale Einschlüsse enthalten. Der *Zirkon* und *Rutil* sind minimal und kommen nur als Einschlüsse vor.

Dieser Granodioritporphyrit zersetzt sich gegen den Rand des Ganges immer mehr, der Feldspat wird kaolinisch, aus den femischen Mineralien scheidet sich Chlorit aus. An anderen Orten enthält das umgewandelte Gestein viel *Calcit*. Die ihre Gestalt sehr gut behaltenden Feldspate bestehen manchmal ganz aus Calcit, ebenso auch die Hornblendekristalle. Der Biotit wurde auch hier zu *Chlorit*. Erwähnenswert ist, dass es einige, an *Pyrit* reiche Teile gibt, in denen die femischen Mineralien gänzlich umgelagert sind, ja sich aufgelöst im Gesteine verteilt haben, während der Feldspat gänzlich frisch geblieben ist. In den stark

propylitisierten Gesteinen aber ist auch der Feldspat zersetzt. In jenen Gesteinpartien, die stark silifiziert sind, sind die femischen Mineralien im allgemeinen viel frischer als die Feldspate, ja es gibt sogar Exemplare, in denen die Feldspate ganz serizitisch, quarzisch oder kaolinisch verwandelt, die Hornblende- und Biotit-Kristalle aber frisch geblieben sind. Die an einzelnen Orten sich abspielende metasomatische Wirkung war also sehr verschieden.

Von hier 50 m aufwärts steht schon echter Granodiorit an, in dem wieder eine Erzlinie ONO-licher Richtung, 110 m von hier (610 m vom Beginne des Baches) aber ein Dioritporphyritgang zu finden ist; weiter oben, binnen 65 m, finden sich noch zwei schmale Gänge, von denen der erste aus Dioritporphyrit, der zweite aus Granodioritporphyrit besteht.

Die grösste, an Erz reichste Zone ist aber 780 bis 800 m aufwärts von der Mündung des Baches zu finden, wo den in einer Mächtigkeit von ungefähr 20 m vollkommen zersetzten, (die ganze Zersetzungslinie ist ca. 50 m breit), Granodiorit mehrere dm starke Quarz- und Pyritadern kreuz und quer durchziehen. Das hier befindliche Erz (*Pyrit*, *Chalkopyrit*) wird in neuerer Zeit vom Temesder rumänischen Popen primitiv und grösstenteils oberflächlich abgebaut.

Man sieht also, dass die Erzbildung in grösserem Masse längs der nordöstlichen und ostnordöstlichen Spaltlinien erfolgte, obzwar das Sulfiderz beinahe in der ganzen Granit-Granodioritmasse verbreitet ist. In diesen vorausgesetzten Klüften drang stellenweise erst der Granodioritporphyrit, Quarzdioritporphyrit und Dioritporphyrit empor und meistens hier vollzogen sich dann auch die pneumatohydatogenen und thermalen Prozesse.

Beim äusseren, grossen Erzgürtel des Rosali-Baches und über demselben findet sich ein etwas basischerer Granodiorit wie im unteren Teile; dieser ist ca. 120 m von hier an der Grenze der Berührung mit dem Diabase wieder sehr stark zersetzt: er ist chloritisch, kaolinisch und erzig, ausserdem auch brecciös von den Diabaseinschlüssen. Umgewandelt (uralitisiert) ist auch der Diabas, der vom Cruci- und Malu-Berge abwärts mächtige Felsen bildet und dort kein Erz enthält, hier aber erzig ist und überdies zu einem gänzlich zerbröckelten und zu Staub zerfallenden Gestein wurde.

Den Dioritporphyritarten, die in den Granit und Granodiorit vom Rosali-Bach eindringen, in allen Beziehungen ähnliche Gesteine finden sich im Torjás-er-Tale, zwischen den Rosali- und Kopasz-Bächen, wo man auf einer Linie vom mehr als 0.8 km das Verhältnis des Granits und Diorits zu einander sehr schön studieren kann. Im allgemeinen kann man feststellen, dass nördlich vom Rosali-Bache, über dem auf den Cruci-Berg (♠351) führenden Weg immer mehr Diorit auftritt,

obzwar der Granodiorit noch bis zum nördlichen Ende von Soborsin vorherrscht. Über der Temesder Mühle ist der Diorit vorherrschend, der überall erzigt ist. Der längs des Weges oft abwechselnd auftretende Granodiorit und Diorit durchdringen sich gegenseitig in ziemlich grosskörnigen Apophysen, so, dass der ins porphyrische neigende Diorit mitunter einen entschiedenen Ganghabitus zur Schau trägt; manchmal durchbricht der Granodiorit den Diorit und enthält von ihm ziemlich reichlich, isolierte, kleinere Einschlüsse. Dies alles zeugt dafür, dass im bereits differenzierten und auszukühlen begonnenen, granitodioritischen Magma neuere Bewegungen entstanden, welcher Umstand die Reihenfolge der Randgebilde störte. Dies geschah in jenem Stadium, als die noch zur Verfügung stehenden magmatischen Kräfte (Temperatur, Mineralbildner) zur gegenseitigen Assimilation schon nicht mehr genügend waren, obwohl hier nicht von in einander unlösbaren Teilmagmen die Rede war, sondern von solchen, die sich bei günstigen Verhältnissen wieder hätten vereinigen können. So aber sind die Verhältnisse sehr verwickelt geworden, was den oberflächlichen Beobachter leicht irreführen kann.

Den allerletzten Zweig der im Obigen beschriebenen, westlichen Granitmasse schliesst der Anfang des im südlichen Teil von Temesd mündenden K o p a s z-B a c h e s auf, wohin sich der ganz dicht, stellenweise mikrogranitisch gewordene Granit und Granodiorit in einem dünnen Streifen von der Hauptmasse hinüber zieht und auch einige grosskörnige Mikrogranitporphyr-Apophysen in die Randgebilde, (in den Quarzdiorit und Diorit entsendet), die wie es scheint, neben der kalten Diabaswand etwas früher zu erstarren begannen.

Der grössere Teil des Granitvorkommens östlich vom Torjásér Tal bildet in seiner Hauptmasse den János- (◊282), Gaunásza- (◊419) und Grohotiu-Berg (◊445), (also jene Berge, die auf der Militärkarte als János-Berg zusammengefasst sind), aber östlich lässt er sich in einem dünnen Streifen am Fusse des Vultur-Berges (◊355) beinahe bis Felsőköves verfolgen und endigt etwas östlich vom 45 km der Soborsiner Landstrasse. Vom Vultur-Berge zieht er sich in nördlicher Richtung über den tiefen Sattel zwischen dem Grohotiu und Povili (◊480) bis zum Oberlaufe des Soborsiner Cruntavi-Baches, wo er in den Gabbro und Diabas ebensolche, mächtige Apophysen entsendet, wie oberhalb Temesd in den Quarzdiorit. Aber diese Apophysen sind schon sehr feinkörnig, ja sie bestehen sogar aus ganz dichtem Gestein, als Zeichen dafür, dass sie hier schon zwischen kalte Wände eindrangen. Von hier einen kleinen Halbkreis beschreibend, kommt er gegen den Gaunásza-Berg ein wenig zurück, dann wieder in nördlicher, resp. nordöstlicher

Richtung dauert er über die Berge Mosuluj (◊359), Calare (◊345), Goronu (◊359) und Gyalu Mare (◊305) beinahe bis zum Fusse des Rustiu-Berges (◊466) an. Hier führt die Grenze in südlicher, resp. südöstlicher Richtung zurück, gegen die Temesder untere Mühle, wo die Granitmasse auf die westliche Seite des Torjásér Tales übergeht. Abgesondert von der grossen Masse findet man nur einen kleinen Granodioritauflbruch nordwestlich von Tok, im oberen Teile des Vale Ra-Tales, wo er bis zum Diabas empordrang, nach dessen teilweiser Denudation jetzt sein ziemlich dichtes Gestein in mächtigen Felsen aus der abgenützten Diabasmasse emporstarrt.

Die Grenze dieser Granit-Granodioritmasse bildet im Süden das Alluvium des Maros-Tales, im Osten meist Gabbro und Diabas, nur seinen tief nach Norden, in die Diabasmasse gestreckten Kopf hüllt sein eigenes Randgebilde, der Quarzdiorit und der Diorit ein. Dass dieser Granit ein jüngerer Gebilde ist, als sowohl der Gabbro, wie auch der Diabas, das ist auf der Linie der Berührung in unzähligen, sehr guten Aufschlüssen zu sehen. In dem sehr lehrreichen Aufschluss am östlichen Fusse des Vultur-Berges (4.55 km von Soborsin), z. B. durchzieht ein sich an seinem Rand allmählich bis zur mikrogranitischen Struktur verdichtender Granit den Diabas, unter dem auf dem Grate des Vultur führenden Weg aber den Gabbro etc.

Die Entwicklung des Gesteines dieser Masse selbst ist ziemlich mannigfaltig. Das Gestein des mittleren Teiles in der Umgebung der zwischen dem János- und Gaunásza-Berge befindlichen Lalica- und Dobrusa-Bäche ist grösstenteils ähnlich dem Granit vom Fertyó-Bach, nur ist er etwas saurer. In diesem graulichweissen bis gelblichen Gestein von durchschnittlich 2—5 mm-iger Korngrösse ist die Menge des Quarzes viel geringer als die des Feldspates; seine Gestalt ist zwar xenomorph, aber manchmal ein wenig rundlich isometrisch und in manchen Fällen mit dem Feldspate auch mikropegmatitisch verwachsen. Der Feldspat ist vorherrschend *Orthoklas* und es gibt kaum einen Kristall, welcher kein Mikropertthit wäre. Der Karlsbader Zwillings ist selten. Er ist immer ziemlich xenomorph. Der mit ihm perthitisch verwachsene Kristall ist in den meisten Fällen ebenfalls nicht zwillingslamellig und nur um wenig stärker lichtbrechend (Albit?). Der *Albit-oligoklas* und *Oligoklas* von untergeordneter Menge zeigt manchmal sehr feine Albitzwillingsstreifen; seine Form ist im allgemeinen besser, als die des *Orthoklas*. Der braune *Biotit* ist ein wenig verblasst, an manchen Stellen auch chloritisiert. Ausser dem *Magnetit* und *Zirkon* von minimaler Menge ist noch der manchmal pleochroitische *Titanit* mit seinen, bis zu 0.5 mm anwachsenden Kristallen erwähnenswert.

Diese normale Granitart wird gegen Felsököves, also gegen die Grenze etwas basischer und porphyrisch; es schieden sich aus ihm *Orthoklas*-kristalle bis zur Grösse von 15 mm aus. Die mikropegmatitische Verwach-

sung ist allgemein, die Hornblende tritt auf, ausserdem ist die Quantität des Titanits und die Grösse seiner Kristalle auffallend.

Es ist interessant, dass auf den Gaunásza- und Grohotiu-Bergen, also auf den höchsten Gipfeln der Granitmasse, Mikrogranitporphyr-Vorkommen von geringer Ausdehnung zu finden sind, in die der Granit allmählich übergeht. Dies sind keine selbständigen Durchbrüche, sondern dichte Randgebilde des Granits. Hier sind also ganz identische Verhältnisse, wie im Bihar-Gebirge, in der Umgebung von Petrosz auf der Matragunya, ferner längs des Bulza-Baches unweit des Galbina-Einbruches, wo nach der Beschreibung Prof. SZÁDECZKY's¹ der porphyrisch werdende, basischere Granit oben und am Rande in mikrogranitischen Dacit übergeht. Hier, auf den Gipfeln des Gaunásza- und Grohotiu-Berges geht der Granit zwar in porphyrischen Mikrogranit über, aber man findet auch ein, dem Dacit entsprechend zusammengesetztes, mikrogranitisches Gestein (Quarzdioritporphyrit) nicht weit von hier, am Fusse des Grohotiu-Berges, in der Nähe der Kilometersäule 2. der Landstrasse. Erwähnenswert sind ausserdem die zahlreichen, dünnen Mikrogranitgänge, die nicht nur den Granit durchziehen, sondern auch in den nachbarlichen Gabbro und Diabas hinübergreifen. Diese kommen in besonders grosser Anzahl am Ostrande der Granitmasse, am Vultur-Berge vor, wo sie teils aus dem Granite selbst in die Gabbro- und Diabasmassen eindringen, teils etwas jüngere Gänge darstellen und den Granit selbst durchspinnen.

Der Granit ist etwas weiter im Norden, beim Knie des Torjásér Tales, (ca. 1.5 km von der Torjásér Brücke), in sehr schönen Felsen aufgeschlossen. Hier ist der Granit etwas dichter.

Den von hier nördlich liegenden Teil der Granitmasse schliesst der Cruntavi-Bach sehr gut auf, bei dessen Anfang normaler, stellenweise etwas porphyrischer Granit ansteht. Etwa 60 m weiter aufwärts ist ein 5 m breiter Kersantit-Gang und ca. 200 m aufwärts, vom Forsthaus wird der hier Diabaseinschlüsse reichlich enthaltende Granit von einem mächtigen Mikrogranitgang nordöstlicher Richtung durchschnitten. Unweit der Mündung des Kujás-Baches geht der Amphibolgranit (sauere Granodiorit) allmählich in echten Granodiorit über. Dieser Granodiorit enthält viel Eisenerz und hat neben seiner ein wenig porphyrischen Struktur noch die interessante Eigenschaft, dass der ziemlich viele Biotit in ihm ähnliche Haufen bildet, wie in den porphyrischen Varietäten des Dacogranits der Petroszer Gegend (Matragunya).² Nicht weit von hier endigt auch die granodioritische Masse, die hier, an der Grenze des Gabbros, ganz dicht wird. Den schmalen Gabbrorest und danach den porphyrisch beginnenden Diabas zurücklassend, ist beim

¹ Földtani Közlöny. Band XXIV., p. 159—160., Budapest, 1904.

² Suppl. zum Földtani Közlöny. Bd. XXXV., p. 160., Budapest.

Oberlauf des Cruntavi-Baches, bei der Mündung des Mutuluj, der nördlichste Ausläufer der Granitmasse des Grohotiu-Berges anzutreffen, dessen Gestein am äussersten Nordrande ein Granodioritporphyrit hauptsächlich mikrogranitischen, anderswo mikropegmatitischen Grundgewebes ist, der als dicker Gang hier in die Diabasmasse eindringt. Etwas weiter südlich, aber auch an der Seite des Diabases und Gabbros geht der Granit an den höchsten Stellen hie und da in Mikrogranit über.

Die Zusammensetzung des Cruntavier mikrogranitischen Granodioritporphyrits, der von dem oben beschriebenen, gleichnamigen Gestein aus dem Rosali-Bache äusserlich ganz abweicht, ist kurz folgende. Es ist ein ausgesprochen porphyrisches, hell aschgraues Gestein, mit bis 20 mm anwachsenden, blassgelben Feldspateinsprenglingen. Das vorherrschende Grundgewebe, dessen Korngrösse durchschn. 0.6 mm ist, (die sich aber schnell verändert, stellenweise 0.1 mm, anderorts 1 mm beträgt), ähnelt zumeist einem Mikrogranit, in dem der Feldspat überwiegend herrscht. Dieser Feldspat ist grossenteils aus der *Oligoklas*-Reihe, seine ziemlich gut gestalteten Lamellen sind manchmal zonar, die äussere dünne Zone steigt auch bis zum *Albit* empor, ja, in einigen Fällen bemerkte ich sogar einen *Orthoklas*-Rand. Selten ist er ein mehrfacher Albitzwilling, dem sich manchmal auch der Karlsbader anschliesst. Im Grundgewebe sind aber in geringer Menge auch solche Feldspate enthalten, die mit dem Quarz verwoben die Mesostase bilden. Diese mannigfaltige Formen bildenden, lückenausfüllenden Feldspate erwiesen sich in den Fällen, wo man sie näher bestimmen konnte, als *Orthoklas* und *Albit*. Der *Quarz* ist immer xenomorph, seine Grösse wechselt zwischen weiten Grenzen. Die Menge des braunen *Biotits* und der bräunlichgrünen *Hornblende* ist beiläufig gleich, ihre Grösse erhebt sich selten bis 0.5 mm. Die Hornblende vermehrt sich stellenweise. Der *Magnetit*, *Zirkon* und *Rutil* bilden scharf automorphe Kristalle. Die Menge des pleochroitischen *Grothits* ist gross, seine Kristalle sind meist xenomorph. Es ist auch ziemlich viel *Apatit* vorhanden, dessen bis 0.8 mm-ige Kristalle manchmal zentrale Einschlüsse enthalten. Der spärliche Einsprengling, der *Oligoklas* ist öfters zonar, seine äussere Zone ist häufig *Orthoklas*.

Der mikropegmatitische Granodioritporphyrit ist ebenfalls gut porphyrisch; seine Grundmasse ist von 0.1—0.8 mm Korngrösse und besteht vorherrschend aus pegmatitisch verwachsenem Quarz und Feldspat, denen sich in geringer Menge diejenigen Gemengteile zugesellen, die ich beim vorigen Typus erwähnte. Die mikropegmatitischen Teile bildeten sich gewöhnlich um einen fast abgerundeten Quarz- oder Feldspatkern als Mittelpunkt aus, manchmal umgeben sie aber einzelne grössere Kristalle nur an einem Ende. Die dünneren-dickeren, sich biegender, manchmal schlängelnd verlaufenden Quarz- und Feldspatbänder bilden eben zufolge ihrer Biegungen in der Ebene der Dünnschliffe keine

ungestört fortlaufenden Fäden, sondern brechen ab und sind im Durchschnitte manchmal als sich nacheinander reihende, kleine Körnchen sichtbar, deren Auslöschung es aber mitunter in einer Länge bis zu 2 mm anzeigt, dass es zu einem Kristall gehörende Teile sind. Diese Quarz- und Feldspatfäden sind unmittelbar um das Mittelpunktkörnchen aussergewöhnlich dicht neben einander gruppiert und sehr dünn; etwas entfernter breiten sich die einzelnen Fädchen aus. Auf einem solchen Feldspat oder Quarz, den der Mikropegmatit ganz umgibt, ist diese Hülle ebenso geformt, wie der zentrale Kristall, obzwar es vorkommt, dass an der Bildung der Hülle mehrere, verschieden orientierte Quarz- und Feldspatkristalle teilnehmen. In einzelnen Fällen kann man auch mehrere solche, konzentrisch auf einander folgende, mikropegmatitische Hüllen beobachten; dann ist aber die Lagerung der einzelnen Quarz- und Feldspatfäden natürlich nicht mehr übereinstimmend, sondern sie erinnert an eine eigentümliche, morgenländische Schrift. Der an der Zusammenwebung teilnehmende Feldspat ist in jedem Falle und in jeder Richtung schwächer lichtbrechend als der *Quarz* und erwies sich in einigen Fällen, wo man ihn näher bestimmen konnte, als *Albit*. Der innerste Kern des porphyrischen, immer zonaren, Feldspates ist *Labradorandesin*, der äussere ist *Oligoklas*, in einigen Fällen kommt auch eine *Orthoklas*-Hülle vor.

Der nördlichste Ausläufer der ganzen Drócsaer granitodioritischen Masse ist von ziemlich abweichender Gestaltung als die vorigen Teile. Er ragt ca. 1.5 km breit und 3.5 km lang in die Diabasmasse hinein und endet mit seiner basischeren Randfazies am unteren Teile des Rustiu-Berges. Diesen Teil schliessen die unter dem Dorfe Temesd in das Torjásér Tal mündenden Caluluj- und Vale Mare-Bäche auf.

Am unteren Teile des Caluluj-Baches, etwa bis 200 m von der Mündung stehen sehr stark umgewandelte Dioritarten an, in denen nahe zur Granodioritgrenze sehr reiche Eisenerzgänge enthalten sind, die an den meisten Stellen mit mannigfach zusammengesetzten hypabyssischen Porphyritgängen in Zusammenhang stehen. Die Richtung dieser Gänge ist nordöstlich und sie dringen in den Granit und Diorit hinein, ja sie sind sogar bis zu dem von hier nordwärts etwa 380 m entfernten Vale Mare-Bache überall vorzufinden. Wo das Gestein etwas frischer ist, findet man *Pyrit*, wo es aber ganz verwittert ist, *Limonit* vor, wie z. B. im aufgelassenen, oberflächlichen Eisenbergwerk am Anfange des Caluluj-Baches. Unter dem Granite ist hier der Amphibolgranitit-Typus zu verstehen, u. zw. in ähnlicher Ausbildung, wie der Granit vom Cukor-Berg und Ripilor-Berg; häufig ist er porphyrisch.

Am Ostrande der Granitmasse gibt es auch eine mächtige Erzzone: in einer Mächtigkeit von 30—50 m findet man überall ziemlich reichlich Erz in Begleitung von Porphyrit- und reinen Quarz-Gängen, im stark umgewandelten Granite. Das Nebengestein verwandelte sich stellenweise

in zu Staub zerfallenden, kaolinischen Ton, wie in dem primitiven Bergwerke am südlichen Teile des Goronu-Berges. Das Streichen des Erzes und der Porphyritgänge ist auch hier nordöstlich, also ebenso, wie es bei den an der Südseite des Gebirges befindlichen Gängen allgemein ist.

Ähnlich sind die Verhältnisse im Aufschlusse des Vale Mare-Baches, wo man ebenfalls aufgelassene, oberflächliche Bergwerke, resp. Schürfungsspuren in der Masse des Granites vom Ripiloror, bezw. Cukor-Berger Typus und des Granodiorits antrifft, die hier von einer ganzen Schar von *Kersantit*-Gängen durchschnitten werden. Für den hier gesammelten Granodiorit sind die manchmal bis zu 1 mm anwachsenden *Titanit*-Kristalle charakteristisch, ebenso für die die beschriebene Masse einhüllende, basischere Randfazies: den Quarzdiorit und Diorit, weiters für die hier in grossartiger Entwicklung vorkommenden, anderen Randgebilde und das Ganggeföge, von welchen später die Rede sein wird.

Ich erwähne hier nur eine eigentümliche, hypabyssische Übergangsgesteinsart, welche von den besprochenen Gesteinen vielleicht dem Granodiorit am nächsten steht. Quarz ist darin aber sehr selten und auch dann nur minimal vorhanden, während der NaK-Feldspat vorherrschend ist. Am besten geböhrt ihm die Benennung *Granosyenitporphyr*. Am Abhänge des Capu Voi Mare bildet er ansehnliche Gänge, stellenweise mit dem Granodioritporphyr und Dioritporphyr zusammen, von welchen man ihn aber infolge seiner sehr grossen Feldspateinsprenglinge auch draussen im Felde leicht unterscheiden kann. An zwei Orten fand ich mit ihm auch Sulfiderzgänge vor.

Die untersuchten Granosyenitporphyre sind dunklere, manchmal hellere, aschgraue Gesteine; sie sind immer grobporphyrisch von den grünlichen oder gelblichen, manchmal 35 mm grossen Feldspatkristallen, deren Quantität oft grösser ist, als die des Grundgewebes. Das Material dieser Feldspate ist ein Na-reicher Orthoklas, welcher oft Karlsbader und Manebacher Zwilling ist und stellenweise sehr feine Streifung zeigt. Er ist meist mit Plagioklaskristallen verwachsen, gewöhnlich so, dass mit einem grossen Kristalle 2—3 bedeutend kleinere Plagioklaskristalle ohne alle Gesetzmässigkeit verbunden sind. In einzelnen Fällen beobachtete ich aber auch perthitische Verwebung. Das Material der durchschnittlich bedeutend kleineren Einsprenglinge ist Plagioklas aus der *Oligoklas*- und *Andesin*-Reihe, sowie *Hornblende*. Der Plagioklas ist immer zwillingsstreifig; es kommen Albit-, Periklin-, oft auch Karlsbader Zwillinge vor; in den pyrithältigen Exemplaren ist er gewöhnlich in glimmerigem Zustand, ebenso wie die braune Hornblende, deren sehr gut automorphe Kristalle in den pyrithältigen Gesteinen sich zu gelblichbraunen, biotitartigen Glimmerhaufen zersetzten. Ausser dem sekundären Biotit mit ziemlich schwachem Pleochroismus kommt auch ein wenig primärer Biotit vor, dessen Farbe lebhaft rotbraun ist.

Die Einsprenglinge gehen ihrer Grösse nach allmählich in das

Grundgewebe über, dessen durchschnittliche Korngrösse 0.5 mm beträgt; es gibt aber auch Varietäten mit ganz dichtem Grundgewebe. Das Grundgewebe besteht vorherrschend aus Feldspaten der Oligoklas- und Albit-Reihe, zu welchem Orthoklas, Biotit und sehr wenig Quarz hinzukommt. Der Quarz ist vollkommen xenomorph.

Die akzessorischen Mineralien sind dieselben, wie in den Granodioriten. Der *Magnetit* hat sich in den pyrithaltigen Exemplaren ganz in *Hämatit* umgewandelt. Die grossen automorphen *Titanit*-Kristalle sind häufig zwillingsstreifig und immer schwach pleochroitisch. Auffallend ist die verhältnismässig grosse Menge des *Zirkons* und *Apatits*, während sich der *Rutil* nur auf die im zersetzten Biotit befindlichen, sagenitischen Haufen beschränkt. Der spärliche *Pyrit* bildet meist Adern, selten Kristallaggregate.

* * *

Wie ich in der kurzen petrographischen Beschreibung dieser ansehnlichen Granitmasse öfters betonte, ist die Drócsaer granitodioritische Masse in petrographischer Hinsicht den gleichartigen Gebilden des Bihar-Gebirges sehr ähnlich und zwar in ihrer Hauptmasse dem Dacogranit-Typus der Petrosz-Gegend; in untergeordneten Quantitäten kommen aber auch dem normalen Granite des Bihar-Gebirges entsprechende Arten vor.

Den genauen petrographischen Charakter des die Basis der Vlegyásza bildenden Granodiorites und desselben der Petrosz-Gegend kennen wir aus der Beschreibung JULIUS V. SZÁDECZKY'S.¹ Er schreibt von seinen Dacograniten: „infolge stärkerer Ausbildung der hellgefärbten Mineralien zeigen diese granitischen Gesteine (Dacogranite) eine an die porphyrische erinnernde Struktur“ (p. 160.). Unter den mineralischen Bestandteilen herrschen Ca-Na-Plagioklase vor (Ab_3-An_1 , Ab_2-An_1 etc.), der Orthoklas und auch der Quarz sind untergeordnet. Der Biotit tritt hauptsächlich in Knoten auf, der Amphibol ist in untergeordneter Menge vorhanden. Charakteristisch ist noch, dass der Titanit in diesen Gesteinen zwar untergeordnet aber stets, in bisweilen bis zu 2 mm anwachsenden Kristallen vorhanden ist. Der gewöhnliche Granit des Bihar-Gebirges unterscheidet sich vom Dacogranite hauptsächlich dadurch, dass er eine gleichmässige Korngrösse besitzt, etwas sauerer ist und dass der Quarz und der Orthoklas darin eine grössere Rolle spielen.

Beim Vergleichen müssen wir auch die petrologischen Verhältnisse in Betracht ziehen. SZÁDECZKY bewies in seiner oben zitierten Arbeit, dass man im Bihar-Gebirge zu unterst den Granit und über diesem die unter der Rhyolith-Decke erstarrten, hypabyssischen, mikrogranitischen Arten vorfindet. Aber SZÁDECZKY bewies auch, dass das saure granitische Gestein allmählich in Quarzdiorit und am äussersten Rand in Diorit übergeht.

¹ Földtani Közlöny. Band XXXIV., p. 115—184., Budapest, 1904.

Für die magmatische Differentiation ist die Drócsaer Granit-Granodioritmasse ein ebenso gutes Beispiel.

Die sauersten Arten der Drócsaer Granite kommen nämlich im innersten Teile der Masse, am Abhänge des János- und des Gaunásza-Berges (Lalica, Dobrusa), ferner am Beginne des Fertyó-Baches vor. In diesen normalen Graniten (dem saueren Typus von SZÁDECZKY) herrscht von den Feldspaten der Orthoklas über dem Oligoklas vor, Quarz ist so viel, oder mehr wie der Feldspat vorhanden, das femische Mineral, der Biotit, ist von untergeordneter Menge.

Dieser Granit geht alsbald in ein etwas basischeres und manchmal porphyrisches Gestein: Amphibolgranitit (sauerer Granodiorit) über, wie z. B. auf der Westseite der Granitmasse des Cukor-Berges, des nordwestlichen Teiles von Soborsin, der Ripiloror Masse etc. und auf der Ostseite des Vultur-, Calare-Berges etc. Für diese basischeren Granite ist das Übergewicht des Na-Ca-Plagioklases, die etwas untergeordnete Menge des Quarzes und Orthoklases charakteristisch, ferner, dass als femische Minerale eine ziemliche Quantität Biotit (welcher sich oft in einzelnen Haufen sammelt) und der grünlichbraune Amphibol figurieren. Ein ständiges Mineral ist der grothitartige Titanit, welcher sich in kleinen Quantitäten, aber oft in auffallend grossen Kristallen meldet. Das Gestein besitzt also solche Eigenheiten, wie der Dacogranit.

Dieser oft porphyrische Amphibolgranitit geht gegen seinen Rand in typischen Granodiorit über, also in ein basischeres Gestein als er selbst, in dem die Rolle des Orthoklases z. T. der Albitoligoklas übernimmt. Der Amphibolist mit dem Biotit ganz oder beinahe gleichwertig, der Titanit ist ein ständiger Gemengteil. Als Beweis der weitgehenden magmatischen Differentiation lässt sich der handgreifliche Nachweis erbringen, dass dieser, gewöhnlich einen sehr breiten Streifen bildende Granodiorit an seinem Rande oft allmählich in Quarzdiorit übergeht; er ist hier an Quarz reicher als der Granodiorit, aber er enthält keinen Orthoklas, sein Feldspat sinkt bis zum basischen Andesin. Der Quarzdiorit geht endlich mit ebenfalls langsamem Übergang in quarzfreien, manchmal ziemlich basischen Diorit über, welcher äusserster Magmateil bereits viele tonig-kalkige Ablagerungsstücke und gabbroidale Einschlüsse assimilierte.

Bedeutend schwieriger ist das genaue Erkennen des Verhältnisses zwischen dem Granit und Diorit östlich von den Soborsiner und Temesder Mühlen, auf den unteren Teilen der Cruci- und Kaposelu-Berge. Hier durchbricht der Quarzdiorit und Diorit im Rosali-Bache scheinbar den Granit, resp. Granodiorit, während ganz nahe, in einer Entfernung von kaum 100 m, an der Seite des Torjásér Tales der Granit-Grano-

diorit die den vorherigen in jeder Beziehung ähnlichen, dioritischen Gesteine durchdringt. Bei der Lösung dieses Problems muss man die Grosskörnigkeit sowohl des in den Granit-Granodiorit vom Rosali-Bach eindringenden Diorites, als auch des Granits-Granodiorits, der den neben der Temesder Mühle befindlichen Diorit durchzieht, in Betracht ziehen, was darauf hinweist, dass ihre Verwebung noch vor der vollständigen Auskühlung erfolgte, was ich bei den Gesteinen der Temesder Mühle auch hervorhob. Dies wird auch dadurch bewiesen, dass das mit dem Granodioritporphyr und Quarzdioritporphyr emporgekommene Sulfiderz im Granit-Granodiorit selbst ziemlich gleichmässig überall zu finden ist, nicht nur in den ausserordentlich zersetzten Gesteinen neben den Erzgängen. Dies lässt sich nur durch die Annahme erklären, dass die Erzbildung vor der gänzlichen Erstarrung des Gesteins erfolgte.

Für die durch den Niveauunterschied hervorbrachte Gesteinsänderung finden wir auch reichlich Beispiele. Ich habe in mehreren Fällen erfahren, dass auf dem Gipfel der aus Granit bestehenden Berge, wie auch um die Gaunásza- und Grohotiu-Spitzen der Granit allmählich in Mikrogranit und sogar in Mikrogranitporphyr übergeht, (also ebenso, wie der Biharer Granit). Diese mikrogranitischen Teile ragen sichtbar aus dem Körper des Granites selbst hervor und stehen mit demselben handgreiflich in enger Verbindung. Oft habe ich auch erfahren, dass die Granitmasse an ihren Rändern, wo sie mit den gabbroidalen Gesteinen in einen unmittelbaren Kontakt kommt, wie z. B. auch auf der Felsőköveser Seite, allmählich mikrogranitisch wird. Diese mikrogranitischen Teile sind ebenfalls direkte Fortsetzungen des Granits, manchmal dringen sie jedoch tief sowohl in den Diabas, wie in den Gabbro ein. Hieher reihe ich auch die in den Diabasmassen sehr zahlreich vorkommenden Mikrogranit-, Porphyr-, etc. Dyke und Durchbrüche. Diese letzteren stehen zwar an der Oberfläche mit der Granodioritmasse scheinbar in keinem Zusammenhange, in den meisten Fällen weist aber ihre vollkommene Identität mit den mit dem Granit-Granodioritgebiete zusammenhängenden, mikrogranitischen Decken, mit den Gesteinen der Randgebilde und Ausläufer, darauf hin, dass auch sie Ausläufer der in der Tiefe (unter dem Diabas) noch weiter gegen Norden sich fortsetzenden, granitodioritischen, abyssischen Masse sind, die an die Oberfläche, oder in die Nähe derselben gelangten.

Mikrogranit ist aber auch in typischen gangartigen Vorkommen, besonders in den basischeren Randgebilden des Granits, in den dioritischen Gesteinen und selbst auch im Granite anzutreffen. Diese besonders auf der Nord- und Westseite befindlichen Mikrogranit-, Granitaplit-, Grano-

dioritaplit- etc. Gänge, sowie die mit ihnen zusammen vorkommenden Quarzgänge können als Äusserungen der Lebenswirkungen ein und desselben granitodioritischen Magmas betrachtet werden, ebenso wie auch die verschiedenen porphyrisch struierten Gänge (Granodioritporphyrit, Quarzdioritporphyrit etc.), an welche sich die Bildung der ebenfalls häufigen Sulfiderzgänge anschloss.

QUARZDIORIT, DIORIT UND DAS GANGGEFOLGE.

Die dioritischen Gesteine umgeben die Granit-, resp. Granodioritmasse auf der West-, hauptsächlich aber auf der Nordseite in einem dünnen Streifen; sie sind um die nördlichsten Ausläufer des Granits in der grössten Masse zu finden.

Über das Vorkommen derselben kann ich folgendes sagen. Nördlich von Soborsin, am südöstlichen Teile des Vurtyászka- (◊ 286) und des Ponyica-Berges (◊ 296) entwickeln sich die Dioritarten allmählich aus dem Granodiorit, sie können also ebenso als Randgebilde des Granodiorits betrachtet werden, wie nördlich von hier zwischen dem Ponyica- und Malu-Berge (◊ 349), wo sie sich gegen den Granodiorit in einer verschwommenen, kaum wahrnehmbaren Weise abgrenzen, während sie am äusseren Teile, gegen den Diabas, resp. den Gabbro zu, sehr dicht werden und mit einer scharfen Grenze enden. Hier, im oberen Teile des Fertyó-Baches, enthalten sie viele Epidosit-einschlüsse, ja ca. 510 m von der Mündung finden wir im Bache in der Länge von 5 m aufgeschlossene Epidositfelsen.

Beim Ripilor-Bache wird der dioritische Streifen auf einem kleinen Gebiete unterbrochen, aber nicht weit nördlich, an der Ostseite des Malu-Berges kann man ihn zwischen dem Diabas und dem Granodiorit wieder finden. Als allmählich mächtiger werdender Rand, wird er an der Ostseite des Cruci-Berges (◊ 351) zu einer beträchtlichen Masse. Im sehr lehrreichen Profile des Kopasz-Baches kann man sehr gut beobachten, dass hier der Granit (Granodiorit) in den Diorit (Quarzdiort) dünnere-dickere, granitische, mikrogranitische Ausläufer entsendet und der Diorit den Diabas in dünneren Apophysen durchzieht. Während die in den Diorit entsendeten Ausläufer des Granits (Granodiorits) immer grosskörnig sind, bestehen die in den Diabas eindringenden Gänge des Diorits aus sehr dichtem Gestein, obzwar man auch hier die nachträgliche Aufwärmung des Diabases durch die mächtige granitodioritische Masse annehmen muss, was die schnelle Erstarrung, wenn auch in geringerem Masse, verhinderte.

Das interessante Profil des Kopasz-Baches (P. Kaposelu) ist folgendes. Am Anfange des Baches findet man bis ca. 50 m erzigen Granodiorit, dann folgt Quarzdiorit mit sehr vielen Diabaseinschlüssen,

dann vom 100-sten m angefangen, durchzieht den Diorit ein ganzes Netz mikrogranitischer Gänge. Um den 250 m-igen Abschnitt findet man im Quarzdiorit neuerdings sehr viele Diabaseinschlüsse; der Quarzdiorit ist gegen den Diabas zu stark verkieselt und sogar Dioritporphyrit-Apophysen sind häufig.

In der Gegend von 320 m steht schon quarzfreier Diorit an, der von 400 m angefangen über ca. 60 m durch feinkörnigen Granodiorit abgelöst wird; von hier folgt (nach 460 m) wieder Diorit, der vom 600 m-Abschnitte an sehr viele Diabaseinschlüsse enthält. Die Menge dieser Einschlüsse wird immer grösser, so, dass nach 630 m der Diorit nur mehr in einzelnen, sehr dicken, gangartigen Massen in dem vorherrschend gewordenen Diabas vorzufinden ist. An diesem Diabas kann man gut sehen, dass er vom Diorit am Kontakte vollständig durchdrungen und zerbrochen wurde. Dieser zerbrochene Teil ist auch im heutigen, abradierten Zustande in einer Breite von ca. 80 m gut zu sehen. Die Kontaktwirkung des in sich fortwährend verdünnenden Gängen erscheinenden Diorits ist ca. bis zum 680 m-Abschnitt sehr gut sichtbar, nach welchem der Diabas bereits in ungestörter Masse ansteht. Ebenso, oder noch stärker konnte das empordringende, granodioritische Magma die über ihm befindliche, einstige Diabaskruste zerbrechen, welche in einem solchen zerbrochenen Zustand von der Erosion leichter vernichtet werden konnte.

Das Profil des Kopasz-Baches ist also deshalb interessant, weil es den Kontakt des Diorits und Diabases durchschneidet, doch auch das ist sichtbar, dass hier am äussersten Nordrande der Übergang des Granits und Diorits ineinander nicht so allmählich erfolgt, wie an den erwähnten Orten, obzwar sämtliche Übergangsarten auch hier ausnahmslos aufzufinden sind, also auch hier eine Typenvermischung eingetreten ist.

Ein dünner Zweig des Diorits vom Cruci-Berge reicht auch nach Süden hinab, von welchem Orte bereits bei der Besprechung der Granite die Rede war. Hier kommen ebensolche, typische Quarzdioritporphyrite vor, wie im Rosali-Bache. Die Hauptmasse des Diorites vom Cruci-Berge durchzieht in breitem Streifen das Torjásér Tal gegen die Bäche Vale Mare und Caluluj, wo er die dort aufgeschlossene Granitmasse beinahe ganz umgibt. An der Seite des Dimbu Mare (◊ 305) wird er sehr dünn, aber man kann ihn in den Waldungen, auf den Abhängen des Mucilor-(◊ 374) und Metianecu-Berges (◊ 418) überall verfolgen. Im tiefen Fel-sentale des Vale Mare und Caluluj ist der Übergang des Diorits in Quarzdiorit und des letzteren in Granodiorit im ganzen Zuge am schönsten zu sehen. Die Sulfiderzbildung ist an vielen Orten bemerkbar. Von den grösseren Erzvorkommen war schon bei den Graniten die Rede.

Weiter im Süden fand ich keine typischen dioritischen Gesteine mehr, weil das Randgebilde des Granits, der Granodiorit an diesen Stellen mit dem Diabas und dem Gabbro in unmittelbarer Berührung steht.

Die einzelnen Dioritarten sind folgende.

Quarzdiorit. Zwischen dem Quarzdiorit und dem Diorit ist nicht nur keine in der Natur bestimmbare Grenze vorhanden, sondern ihre Sonderung wird auch im Laboratorium durch den allmählichen Übergang sehr erschwert, ausgenommen den in geringer Menge vorkommenden typischen Quarzdiorit und den typischen quarzfreien Diorit. In den meisten Vorkommen ist ein wenig Quarz enthalten.

Die untersuchten Quarzdiorite (Fertyó-, Kopasz-, Vale Mare-, Caluluj-Bäche) sind dunkelgraue Gesteine mit einer Korngrösse von 1—4 mm, in welchen man makroskopisch den graulichweissen Feldspat, den schwärzlichen Biotit und den grünlichschwarzen Amphibol erkennt. Sie bestehen aus Quarz und Feldspat, weniger Biotit und Amphibol, welchen sich sporadisch Augit zugesellt.

Die Menge des *Quarzes* ist manchmal viel geringer, als die des Feldspates; seine unversehrten Körner sind xenomorph, enthalten viel Feldspat- und andere Mineraleinschlüsse, aber auch Flüssigkeit und Gasblasen; ihre Ränder sind oft mikropegmatitisch. Der Feldspat ist breit lamellenförmig, teilweise automorph und in den meisten Fällen Periklin-Zwilling. Seine Art ist sehr abwechselnd, vom *Oligoklas* bis zum *Labrador* ist jede Mischungsart vorhanden, jedoch der *Andesin* vorherrschend.

Das dominierende femische Mineral ist der braune *Biotit*, der aber in den meisten Gesteinen sich zu zersetzen begann, oder sich zersetzte; er wurde zu *Pennin* und *Epidot*, unter Ausscheidung von *Eisenerz*. Der *Amphibol* ist grün oder bräunlichgrün, selten automorph, oft Zwilling nach der Querfläche (100). Sein Pleochroismus: $a =$ grünlichgelb, sehr blass gelblichbraun, $b =$ grün, $c =$ dunklergrün, bräunlichgrün. Oft verwächst er mit Biotit; mit dem Augit durchwebt er sich perthitisch und zwar so, dass der Amphibol inwendig ist. Es kommt auch vor, dass er mit Augit und Biotit zugleich verwächst. Der *Augit* ist in sehr hellen Körnchen nur in einem Gestein vom Vale Mare erwähnenswert. Die Menge des *Magnetits* ist überall verhältnismässig beträchtlich, er erscheint oft in 1 mm-igen, frischen Kristallen und in seiner Gesellschaft ist auch eine sehr geringe Menge von *Apatit* anzutreffen. Der *Titanit* ist auch ein ständiges Mineral. *Rutil* fand ich in umgewandeltem Biotit, als sagenitisches Netzsystem, oder als einschlussartige Knoten ausgebildet.

An einzelnen Stellen ist die Menge des *Epidots* beträchtlich; er stammt teilweise von den femischen Mineralien ab und dann erscheint er gewöhnlich in sehr unreinen, kleinen Körnchen. Es gibt aber auch aus ganz reinen Kristallen bestehende Epidotanhäufungen, die als Einschlüsse zu betrachten sind, wahrscheinlich aus den kontaktmetamorphisierten Ablagerungen (toniger Kalk), aus denen die *Epidosit*-Felsen des Fertyó-Baches entstanden sind.

Diorit. Ein grosser Teil der gesammelten Diorite enthält neben der normalen dioritischen Zusammensetzung auch ein wenig Quarz. Typisch quarzfreier Diorit kommt nur beinahe ganz am äussersten Rande der granitodioritischen Masse an einigen Orten vor, wo er gegen den Diabas bald in ein ganz dichtes, mikrodioritartiges, basisches Gestein übergeht. Der gegenseitige Übergang des quarzfreien und wenig Quarz enthaltenden Diorits ist manchmal sogar in Handstücken zu sehen. Typische Diorite sammelte ich im oberen Teile des Fertyó-Baches, im Kopasz-Bache (380 m-Abschnitt), im obersten Laufe des Vale Mare- und Caluluj-Baches und an den Orten Capu voi Mare und Capu Caluluj. Längs des Kopasz-Baches geht dieses Gestein abwärts in quarzhaltigen Diorit, auswärts, d. h. gegen Norden in Mikrodiorit, nordöstlich in Dioritporphyrit über.

Der quarzfreie Diorit ist ein hell- bis dunkelgraues Gestein mit 1—3 mm-iger Korngrösse, das ausser dem in vorherrschender Menge vorkommenden, an den meisten Stellen glänzende Spaltflächen aufweisenden Feldspate makroskopisch ziemlich viele Amphibolprismen, Epidotädrchen und sporadisch Pyritkörnchen erkennen lässt.

Der *Labradorandesin* und der *Andesin* sind immer sich der automorphen Gestalt nähernde, lamellenförmige und fast ausnahmslos polysynthetische Albit-, untergeordnet Periklin-Zwillinge; das Karlsbader Gesetz ist schon seltener, noch seltener ist aber die zonare Struktur. Der Feldspat ist ziemlich frisch, hauptsächlich nur im inneren Teile treten wenige glimmerige, tonige Zersetzungsprodukte auf. Das vorherrschende femische Mineral ist der bräunlichgrüne *Amphibol*. Seine Kristalle sind von den vielen Plagioklas-Einschlüssen xenomorph, ausserdem ist er mit dem Augit auch perthitisch verwachsen. Oft ist er ein einfacher Zwilling, selten ein Vielling nach der Querfläche (100). Sein Pleochroismus: $a =$ blassgelblichbraun mit etwas grünlicher Schattierung, $b =$ grün, $c =$ grünlichbraun. $c : c =$ ca. 16° . Ausser diesem stark gefärbten, primären Amphibol kommt auch blassgrüner, stengeliger *Aktinolith* nachträglicher Abstammung vor, meist mit bräunlichgrünem Amphibol zusammen.

Die Menge des beinahe farblosen *Augits* ist sehr gering, nur stellenweise vermehrt sie sich ein wenig (380 m-Abschnitt des Kopasz-Baches) und man findet seine ziemlich xenomorphen Kristalle beinahe immer mit Amphibol poikilitisch verwachsen. Ausserdem sind auch noch einige rötlichbraune *Biotit*-Lamellen wahrzunehmen. *Magnetit* ist viel vorhanden, er erreicht bisweilen 1 mm, er formt aber auch unregelmässig gestaltete Körnchen; mit ihm zusammen kann man auch *Apatit* finden. Der *Titanit* ist manchmal von beträchtlicher Menge; erwähnenswert ist endlich der *Pyrit*, gewöhnlich mit *Epidot* zusammen.

Die mit dem Quarzdiorit und dem Diorit gemeinsam vorkommenden, hypabyssischen Arten: den Quarzdioritporphyrit, Dioritporphyrit,

Mikrodiorit etc. werde ich nach den mit ihnen genetisch am nächsten verwandten Mikrogranitarten besprechen.

MIKROGRANIT, MIKROGRANITPORPHYR ETC.

Wie ich bei der Besprechung der granodioritischen Masse erwähnte, sind die in und um der Masse befindlichen Mikrogranitgänge und Dykes zweifellos den Lebensäusserungen desselben Magmas angehörende Produkte. Auf Grund der Ähnlichkeit ihres Materials rechne ich jene zahlreichen Vorkommen hierher, die nördlich von der erwähnten Masse, im Gebiete des Diabas zu finden sind. Der überwiegende Teil derselben ist unter einer Decke erstarrter, hypabyssischer Mikrogranit und Mikrogranitporphyr, ein verschwindend kleiner Teil Quarzporphyr (Rhyolith). Unter diesen letzteren, sehr untergeordneten Vorkommen sind auch älter aussehende Gesteinsmassen vertreten (längs des Gomililor-Baches), in denen die Porphyre mit Porphyriten in Verbindung stehen und teils klasmatisch sind; sie durchbrechen aber gleichfalls sowohl den Diabas, wie auch den unterkretazischen Tonschiefer, auf welche ihre Tuffe sich unmittelbar lagern.

Die Erscheinungsformen dieser sämtlichen Gesteinsmassen sind, — wenn sie natürlich nicht am Rande der Granitmasse gebildete, unregelmässig geformte Vorkommen sind, — gewöhnlich längliche, ovale, durchschnittlich nordöstlich streichende Gänge oder Dykes.

Die Gesteine der in der abyssischen Masse vorkommenden Gänge, sowie jener mächtigen Apophysen, die der Granit in das teilweise früher erstarrende, dioritische Randgebilde, weiterhin in den Diabas bezw. Gabbro aussandte, sind grösstenteils **nichtporphyrische Mikrogranit**-Arten. Teils aus solchem Mikrogranit besteht die erwähnte, saure, dichte Randfazies des Granits, sowie jene dichteren Gesteine, die auf den höchsten Gipfeln und Graten der Granitmasse anzutreffen sind.

Abgesehen von den zahlreichen dünnen, einige dm messenden, aplitischen Adern, von denen später die Rede sein wird, finden sich im Granite sehr schön studierbare Gänge von eventuell aplitischer Beschaffenheit, namentlich an der Seite des Vultur-Berges, von Soborsin gerechnet vom 3·2 bis zum 4·5 km, wo dann der Granit gegen den Gabbro in Mikrogranit übergeht. Ebenfalls zahlreiche Gänge dieser Art kann man im nordwestlichen Teile von Soborsin, am Szőlő-Berg finden, wo sie den Granit buchstäblich umstricken, sowie auch bei der Mündung des Sumány-Baches. Weiter südlich, am südwestlichen Teil des Cukor-Berges, über der Werksbahn tritt eine ganze Reihe dieser sauren Gänge auf, die manchmal eine beträchtliche Mächtigkeit (bis 40 m) erreichen. Die in seine eigene Randfazies ausgesandten Apophysen des Granits sind am oberen Teile des Bánya-Baches sehr gut zu sehen, am schönsten aber

unterhalb Temesd im Kopasz-Bache, wo diese, in der Masse des Granodiorits grösstenteils direkt gut verfolgbaren, gangartigen, mikrogranitischen Ausläufer den Granodiorit und Quarzdiorit mannigfach durchziehen.

Die Erscheinung, dass der Granit gegen seinen Rand allmählich dichter, zuletzt typisch mikrogranitisch wird, ist am besten im Oberlaufe des Soborsiner Cruntavi-Baches sichtbar, wo der Granit mit dem Gabbro in direktem Kontakt steht, ausserdem im unteren Teile des Vámer Tales, auf der südwestlichen Seite des Vurtyászka-Berges (◊ 286), wo gegen den Gipfel auch Mikrogranitporphyr vorkommt.

Als ebensolche Randgebilde kann man die auf den höchsten Spitzen der Granitmasse, auf den von Soborsin nordöstlich liegenden Gaunásza (◊ 419) und Grohotiu-Bergen (◊ 445) befindlichen Mikrogranitflecken betrachten. Hauptsächlich an der ersteren Stelle sieht man es sehr gut, dass sich der Granit in der Masse stetig verdichtet, als man an dem vom János-Berge (◊ 282) ausgehenden Grate aufwärts steigt; oben bei der Kreuzung der 4 Fußsteige wird er schon ganz mikrogranitisch, endlich porphyrisch. Um den Gipfel herum ist ganz typischer Mikrogranitporphyr auf einem ansehnlichen Gebiet verbreitet. Dieses Gestein werde ich später ausführlicher besprechen.

Alle diese nichtporphyrischen Mikrogranite sind im allgemeinen hellgelbe oder gelblichbraune Gesteine und zeigen sich makroskopisch als feinkörnig (Grohotiu, Cukor-Berg) oder als ganz dicht (Sumány, Vultur). In den feinkörnigen (0.5—1 mm Korngrösse) Abarten sind die farblosen Quarz- und rötlichgelben Feldspatkörner auch makroskopisch sichtbar, wie auch Biotitschuppen und ausserdem in einigen auch Pyritnester. In den ganz dichten Arten sind höchstens einige Biotitlamellen zu sehen. Ihr Material ist grösstenteils *Feldspat* und *Quarz*, die an vielen Orten mikropegmatitisch verwachsen sind, nur bei einigen grösskörnigeren (Siriponi-Berg) ist eine granitische Textur, mit selbständigen Quarz- und Feldspatkörnchen wahrzunehmen. Der Feldspat ist *Orthoklas* und *Albitoligoklas*, selten Zwillings und sogar auch in den pyrithaltigen Exemplaren frisch, der grösste Teil des braunen *Biotits* aber wurde zu *Pennin*, oder verblasste. Aber ein Teil des *Magnetits* und des *Pyrits* zersetzte sich auch. Der *Apatit*, *Titanit* und *Zirkon* kommen in minimaler Menge vor.

Von diesem Typus weicht das Gestein des im oberen Teile des Bánya-Baches (P. Bányesi) in den Diorit gesandten, ca. 50 m dicken Ganges des Granodiorits ab. Das gelblichbraune Gestein ist **Mikrogranodiorit**, in dessen mineralischer Zusammensetzung der *Albitoligoklas* und *Oligoklas* die Oberhand gewinnt. Ihre durchschnittlich $\frac{1}{2}$ —1 mm erreichenden, länglichen Lamellen durchschneiden kreuz und quer den *Quarz* von sehr untergeordneter Quantität. *Orthoklas* kommt nicht viel vor. Es ist charakteristisch, dass neben dem wenigen *Biotit* noch weniger

grünlichbraune *Hornblende* darin enthalten ist, ausserdem verhältnismässig viel *Grothit* in idiomorphen, bis zu 0·5 mm anwachsenden Kristallen.

Nichtporphyrischer Mikrogranit kommt auch am unteren Teile der Mikrogranitporphyr-Durchbrüche vor, so z. B. südlich von Pernyefalva, am untersten Teile des Siriponi-Berges (◊ 335), in dem tiefen Aufschlusse des Brumi-Baches, wo er mit einem granitartigen Gestein im Zusammenhange steht, dann südlich von Torjás neben dem Isatuluj-Bache, am Fusse des Cseru (◊ 476), dann unter dem Stroilor (◊ 438) etc., etc.

Der gewöhnlich in sehr dünnen Gängen auftretende **Granitaplit** ist makroskopisch von den nichtporphyrischen Mikrograniten kaum, oder überhaupt nicht zu unterscheiden. Die untersuchten Granitaplite der Cukor-, Szőló-, János- und Gaunásza-Berge sind graulichweisse, gelblichgraue, manchmal hellgelbe Gesteine, die unter dem Mikroskope durch die panidiomorph- (panallotriomorph-) körnige Struktur charakterisiert sind. Von den Feldspaten erscheint neben dem *Orthoklas* auch der *Mikroklin*, aber der *Albitoligoklas* kommt auch vor. Beinahe jeder Feldspat ist mikroperthitisch. Von den femischen Mineralien kommt in den meisten Apliten nur der *Turmalin* vor, manchmal in gut ausgebildeten Kristallen, manchmal aber in radialstrahligen Nadelaggregaten. Spärlich kommt auch hier und da eine *Biotit*-Lamelle, ein *Fluorit*-Körnchen und minimaler *Zirkon*, *Apatit* und *Hämatit* vor, aber der *Apatit* vermehrt sich an manchen Orten sehr, z. B. in einem fluorithältigen Gange des Gaunásza-Berges. Am Grohoti-Berge beobachtete ich längs der Aplitgänge sehr schöne Verwerfungen.

Typischen **Granodioritaplit** fand ich am W und NW Teile des Grohoti-Berges, wo er im Gabbro und Diabas mehrere schmale Gänge (bis 28 cm) bildet. Die Korngrösse des Gesteines ist im Durchschnitt 0·1 mm, in der Mitte des mächtigsten Ganges aber 1 mm und hier neigt sich die Struktur zur pegmatitischen, anderswo ist sie panidiomorph. Die mineralische Zusammensetzung ist dem schon beschriebenen Mikrogranodiorit vom Bánya-Bach ähnlich, doch etwas abweichend: Ab_{50} bis Ab_{100} und *Orthoklas* erreichen über dem *Quarz* das Übergewicht. Das femische Mineral ist *Hornblende* und *Turmalin*, in einigen Exemplaren kommt *Biotit*, *Fluorit* und *Pyrit* vor. Die akzessorischen Mineralien sind die normalen, der *Magnetit* fehlt aber meistens ganz, wogegen der *Titanit* in den Vordergrund tritt.

Mikrogranitporphyr. Das Gestein der nördlich von der Granit-Granodioritmasse erforschten, zahllosen kleineren-grösseren Porphyrgänge, Dyke und Durchbrüche erwies sich bei näherer Untersuchung in den meisten Fällen als Mikrogranitporphyr.

Solchen porphyrischen Mikrogranit finden wir untergeordnet auch am oberen Teile der Granitmasse selbst, so besonders um die Gipfel der János-, Grohoti-, Gaunásza-Berge. In der Umgebung der Mündung des

Soborsiner Cruntavi-Baches bildet er einen mächtigen, ca. 100 m breiten Durchbruch. Ganz ähnlich ist das Gestein jener mächtigen Gänge, die der Granit des Povili- (◊ 480) und Vultur-Berges (◊ 355) in den Gabbro entsandte.

Der Mikrogranitporphyr kommt in grössten Massen auf dem Gebiete zwischen dem Torjásér und Vámer Tale vor, während im Raume, zwischen dem Torjásér und Toker Tale kaum einige solche Dykes zu finden sind. Abgesehen von den kleineren Vorkommen, die man selbst auf der Karte kaum bezeichnen kann, erwähne ich, dass das grösste Mikrogranitporphyr-Gebiet südöstlich von Pernyefalva liegt, von wo es auch bereits T. v. SZONTAGH unter der Benennung Porphyr ganz kurz erwähnte.¹ Diese längliche Masse von NNO—SSW-licher Richtung umfasst die Gorónu- (◊ 376), Siriponi- (◊ 335) und Pascu-Berge (◊ 312), aber sie setzt sich noch nördlich über weite Gebiete fort, ja, auf der westlichen und südwestlichen Seite zieht sie sich sogar auf die westliche Seite des Tales hinüber, was ich an einigen Stellen konstatierte. An der Südseite dieser grossen Masse, im Brumica-Bache ist es sehr gut sichtbar, dass sie den Diabas zuerst gangartig durchzieht und danach vorherrschend wird. Über eine geraume Strecke ist Diabas in der Tiefe des Baches vorhanden, darüber ist an beiden Seiten bereits am Anfange Porphyr anstehend zu finden. Am schönsten ist er im Brumi-Bache aufgeschlossen, wo er unweit des Anfanges, (in einer Entfernung von ca. 50 m) in sehr schönen, plattig abgesonderten, mächtigen Felsen emporstarrt. Kleinere Diabasreste findet man an mehreren Orten in diesem mächtigen Porphyrvorkommen, aber die Hauptmasse befindet sich im Aufschlusse des Siriponi-Baches, wo man den Diabasrest ca. $\frac{3}{4}$ km weit im Bache aufwärts verfolgen kann. Oben auf dem Gipfel des Siriponi (◊ 335) geht der Mikrogranit in ganz dichten Quarzporphyr über. Von hier etwa 100 Schritte entfernt, weiter unten im Brumi-Tale treten am Kontakte mit dem Diabas kieselige Erzgänge massenhaft auf. Das Erz ist, wie es auch die malachitische Zersetzung zeigt, *Chalkopyrit*. Die Masse von Pernyefalva endigt an ihrer nordöstlichen Seite ebenfalls in einzelnen, sehr langen, gangartigen Ausläufern gegen den Diabas zu.

Die nördliche Fortsetzung dieses Porphyrgebietes bilden jene kleineren, aber immerhin beträchtlich grossen Dyke, die von hier in nordöstlicher Richtung weiterziehend, an mehreren Orten zu finden sind, so in der Ecke der Brumi- und Voica-Bäche, dann am Cruci-Berge (◊ 474 und ◊ 448), an der Westseite von Torjás, auf den nördlichen und westlichen Teilen des Cseru-Berges (◊ 476). Unter diesen ist die Porphyrmasse des Cruci-Berges die grösste.

Mit diesen Vorkommen sich parallel in nordöstlicher Richtung

¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt für 1890, p. 74., Budapest, 1891.

dahin ziehend, treten mehrere Reihen von Mikrogranitporphyr-Dykes auf, die an der Südwestseite des sich von Temesd östlich erhebenden Gergely-Berges (D. Gergeleuluj ◊ 382) beginnen, von hier sich auf dem zwischen Pernyefalva und Temesd befindlichen Grate mit kleineren Unterbrechungen bis Torjás dahin ziehen und die höchsten Erhebungen des Grates, die Gipfeln der Berge Brumica (◊ 393), Batrina (◊ 375), Voica (◊ 431) und Stroilor (◊ 438) bilden. Nördlich von hier, auch das Tal des Baches Isatuluj durchschneidend, endigen sie vom Cseru-Berge südöstlich auskeilend. Der längste dieser, in einer abwechselnden Breite von einigen Metern bis 300 m vorkommenden Dykes und dykeartigen Durchbrüche ist der vom Stroilor, der sich neben dem gleichnamigen Bache in einer Länge von 2 km konstatieren, ja sogar über den Isatuluj-Bach bis zum oberen Teil des Pareu Cruci, auf teils kahlen, teils bewaldeten Berglehnen verfolgen lässt.

Eine ebenfalls nordöstliche Richtung haben jene Durchbrüche, die südöstlich von dem erwähnten mittleren, langen Zuge auf der Ostseite von Temesd: auf der Coasta Temesesti zu finden sind. Hier sind 5 grössere Durchbrüche und unzählige kleinere Dykes vorhanden, von denen die Porphyrkuppen des Vrfu Temesest (◊ 375) und D. Gitiasca (◊ 416) wohl die grössten Durchbrüche darstellen. Der postvulkanischen Tätigkeit jenes vom D. Gitiasca, der auf dem Gipfel in Quarzporphyr übergeht, verdanken die reichen Erzgänge des Bombililor-Baches ihre Entstehung.

In dem von den Torjás-er und Toker Tälern gebildeten Dreieck sind wenige Mikrogranitporphyr-Vorkommen zu finden. Unter diesen findet man einige grössere Durchbrüche an der Südseite des Vrfu Rustiu (◊ 466) am Beginne des Gomililor-Baches und auf der Cseju-Spitze (◊ 531), welche beinahe genau in eine nordöstlich streichende Linie fallen. Südlich von hier, in der Umgebung des Vrfu Utilor (◊ 464) und des Toker Sirbuluj (◊ 374) kommt Mikrogranit vor. Von diesen erreicht der vom Berge Sirbuluj die grösste Ausdehnung.

Die *Grundmasse* dieser auf grösseren Gebieten vorkommenden Mikrogranitporphyre erscheint makroskopisch ganz dicht und ist gewöhnlich hellgelb, gelblichbraun oder braun. Der grösste Teil der makroskopischen Einsprenglinge ist Feldspat. In den Gesteinen des unteren Teiles der Coasta Temesest und des westlichen Fusses des Pernyefalvaer Siriponi-Berges finden wir sehr viel Orthoklas, der bis zur Grösse von 1 cm anwächst. In den übrigen Porphyren gibt es viel kleineren und viel wenigeren Feldspat. Derartig mikroporphyrisch sind z. B. einzelne Gesteine des Siriponi mica und des Gitiasca-Berges. Der Quarz ist makroskopisch nur in viel wenigeren Gesteinen zu sehen, in grösserer Menge nur unter der ◊ 433 des Stroilor und in den gelblichbraunen Gesteinen des Durchbruches des Cruntavi-Baches, wo die Menge der makroskopischen, 1—2 mm-igen, farblosen und bläulich gefärbten Quarz-

kristalle die der graulichweissen und gelblichen Feldspatkristalle übertrifft. Ausserdem ist in den meisten Gesteinen mehr-weniger zersetzter, grünlichschwarzer Biotit zu sehen, in grösster Menge in der grossen Masse von Pernyefalva, wo die sehr dünnen Biotitlamellen sogar eine Grösse von 2 mm erreichen. Hie und da fallen auch kleine Pyritkörner und Nester auf. Die Absonderungsflächen der Gesteine sind manchmal dick mit Limonit überzogen. Von den makroskopisch sichtbaren Dingen sind noch die Diabaseinschlüsse zu erwähnen, die in besonders grosser Menge in den vom Pernyefalvaer Brumi-Bache und vom Torjásér Isatuluj-Bache aufgeschlossenen Mikrogranitporphyren zu finden sind.

Die in den meisten Fällen vorherrschende Grundmasse besteht aus Quarz und Feldspat, deren Ausbildungsverhältnis zu einander aber sehr verschieden ist. Allgemein können zwei Typen: ein mikrogranitischer und ein mikropegmatitischer unterschieden werden.

Unter den untersuchten Exemplaren gibt es wenigere, die eine typisch mikrogranitische Grundmasse haben; namentlich sind es die Gesteine des östlichen unteren Teiles der Pernyefalvaer grossen Masse, weiterhin die des grossen Vorkommens auf dem János-Berg, Grohoti, Gaunásza und am Anfange des Soborsiner Cruntavi-Baches. In diesen hat die Grundmasse durchschnittlich eine Korngrösse von 0.1—0.5 mm und es herrscht meistens der Feldspat, seltener der Quarz (Cruntavi) darinnen vor, doch können sie auch in gleicher Menge vorhanden sein. Der Quarz ist dort, wo er vorherrscht, zwar xenomorph, er nähert sich aber der isometrischen Gestalt und wo er untergeordnet ist, dort bildet er eine sehr schlecht geformte Mesostasis. Er wächst sporadisch granophyrisch mit dem Feldspate zusammen und zwar so, dass der Feldspat an seinen Rändern in Granophyr übergeht, an dessen Bildung mehrere Quarzindividuen teilnehmen. Der Feldspat ist immer viel besser geformt, er ist oft eine automorphe Lamelle. Einige näher bestimmbare Mikrokristalle erwiesen sich als Orthoklas, Albit und Albitoligoklas.

Beider mikropegmatitischen Grundmasse gibt es auch mehrerlei Ausbildungsformen. Im allgemeinen bildet der an 0.1—0.6 mm messenden, grösstenteils rundlichen Stellen gleichzeitig auslöschende Quarz den Grund, mit dem sehr viele kleine Feldspatindividuen verwoben sind. Hier kommt auch jene sonderbare Erscheinung vor, dass selbst in dem seltenen Falle, wenn am Granophyr nur ein einziges Feldspatindividuum teilnimmt, dessen in Quarz eingebettete und von einander in der Ebene des Dünnschliffes scheinbar getrennte Teilchen ziemlich gute Lamellengestalten aufweisen, während die Quarzteile sehr unregelmässig sind. In den meisten Fällen besteht aber dieser Mikropegmatit aus sehr feinen, sich schlängelnden Quarz- und Feldspatstengelchen.

Eine andere Ausbildungsform ist bei jenen Gesteinen zu bemerken, bei denen der Quarz und der Feldspat in der Grundmasse in gleichen Mengen vorkommen. Dann verweben sich diese in einer Weise, die an

orientalische Schriften erinnert. Manchmal umgeben die sich gegen ihren Rand ausbreitenden Quarz- und Feldspatstengelchen radial einen Quarz- oder Feldspatkristall, in anderen Fällen wieder wachsen 2–3 Feldspatleisten in Kreuz- oder liegender Kreuzform zusammen und in den von ihnen eingeschlossenen Räumen bildet sich die granophyrische Struktur aus. Häufig kommt es auch vor, dass die feinen Quarz- und Feldspatfasern sich radialstrahlig lagern, wodurch sich wahrhafte sphärolithische Büschel bilden. Auch das kommt vor, dass sich um solche sphärolithische Granophyrbüschel eine unregelmässige, wurmförmig schlängelnde, myrmekitische Hülle bildet, die auch aus mehreren Schichten bestehen kann.

Die Grösse dieser granophyrischen Aggregate, dieser sphärolithartigen Büschel steigt oft bis zu 1 mm (Torjásér Gitiasca). Die grösskörnigere, granophyrische Grundmasse enthält oft auch mikrogranitische Partien mit nicht verwobenen, isoliert stehenden, manchmal 0.5 mm messenden Quarz- und Feldspatkristallen.

Porphyrischer *Quarz* findet sich nicht in jedem Gestein, nicht einmal unter dem Mikroskop kann man immer solchen nachweisen. Und selbst da, wo er vorhanden ist, erscheint er nicht immer als der gewöhnliche Porphyrquarz; er ist unregelmässig geformt und geht am Rande in Mikropegmatit über. Die charakteristischsten Porphyrquarze finden sich in den Gesteinen vom Cruntavi, in stark korrodierten, abgerundeten, Gas-, Flüssigkeit- und Glaseinschlüsse enthaltenden Kristallen vor. Der porphyrische Feldspat ist nur im geringen Teile *Orthoklas*, er ist grösstenteils *Albit*, *Albitoligoklas* und *Oligoklas*. Charakteristisch ist es für die Feldspate, dass sie in den meisten Fällen in kleineren- grösseren Gruppen vorkommen; dann ist ihre Gestalt natürlich nicht automorph. Als isoliert stehende Kristalle sind sie aber immer sehr gut gestaltet und haben scharfe Umrisslinien. Meistens bilden sie Karlsbader Zwillinge, aber das Albit- und das Periklin-Gesetz sind ebenfalls ziemlich häufig, meist mit wenigen Zwillingindividuen. Der Orthoklas ist in den meisten Fällen perthitisch, was ihm ein gestreiftes, geflecktes Äusseres verleiht. Er ist zwar frisch, aber immer mit einem gelblichen Farbstoff bedeckt, während die Plagioklase sich in geringem Masse zu zersetzen begannen, kaolinisch und serizitisch sind.

Der *Biotit* ist entweder chloritisiert, oder bei Eisenerzausscheidung gebleicht; die frischesten, etwas runzeligen Lamellen sind rotbraun und haben sich nur wenig öffnende optische Achsen und einen starken Pleochroismus: α = sehr blass bräunlichgelb, b und c = rotbraun. Ausser dem porphyrischen Biotit zeigen einzelne Gesteine (Bruma) in ihrer Grundmasse gleichmässig verteilte, kleine (0.1 mm) Biotitlamellen, die grün gefärbt sind und einen ziemlich schwachen Pleochroismus zeigen: α = blassgrünlichgelb, b und c = grünlichbraun. Der *Magnetit* ist überhaupt in sehr geringer Menge und in sehr kleinen limonitischen, hämatitischen Körnchen zugegen. Es gibt auch solche Gesteine, in denen

überhaupt kein frischer Magnetit vorhanden ist. Der *Titanit* ist ein beinahe beständiger Gemengteil dieser Gesteine und zwar kommt er teilweise in sehr gut automorphen 0.6 mm-igen, spitzrhombischen Kristallen, die manchmal polysynthetisch zwillingslamelliert sind, teilweise in winzigen, unregelmässigen Körnchen, gewöhnlich im zersetzten Biotit, resp. in dessen Pseudomorphosen, mit Epidot, Limonit und Chlorit zusammen vor.

Auffallend ist die grosse Menge des *Epidots*, der entweder in Form von grösseren, epidositartigen Gesteins-Einschlüssen, oder in kleineren, isolierten Körnchen erscheint. Oft finden wir ihn unter den angesammelten Feldspataggregaten, noch öfter füllt er den Platz der ganz zugrunde gegangenen Biotitkristalle aus, entweder allein, oder mit anderen Mineralien zusammen. Der *Apatit* ist minimal, es ist im Magnetit und in grösseren Titanitkristallen als Einschluss, oder in ihrer Gesellschaft zu finden; mit ihm kommt auch *Zirkon* vor. Sagenitische *Rutil*-Netzsysteme fand ich in zersetzten Biotitlamellen.

Quarzporphyr kommt nur um die Temesder Voica- (◊ 431), Torjásér Gítiasca- (◊ 416) Gipfeln und auf dem Pernyefalvaer Siriponi-Berg (◊ 335) vor, überall in den höchsten Teilen der Mikrogranitporphyrmassen.

So gering die Zahl der Vorkommen dieser Gesteinsfamilie ist, so verschiedene Gesteine enthält sie. Für ihre makroskopische Beschaffenheit ist es bezeichnend, dass ihre Grundmasse immer vorherrscht und bei einzelnen Gesteinen vom Voica graulichweiss, bei den übrigen vom Voica und Gítiasca hellgelb, bei denen vom Siriponi leberbraun ist. Den meisten porphyrischen Quarz sieht man in den verwitterten, fast zerfallenen Exemplaren vom Voica und Gítiasca, wo den Verespataker (Siebenbürg. Erzgebirge) berühmten Bipyramiden ähnliche, aber bedeutend kleinere (1—8 mm) Quarzkristalle vorkommen.

Ihr feineres, mikroskopisches Bild unterscheidet sich hauptsächlich darin von dem der besprochenen Mikrogranitporphyre, dass ihre *Grundmasse* eine ganz andere Entwicklung zeigt: ein guter Teil derselben ist mikrofelsitisch, aber rasch veränderlich. Die spärlichen glasigen Teile sind vollständig farblos, nur stellenweise finden sich in ihnen winzige Ferrit-Pünktchen. Die felsitischen Teile gehen allmählich in granophyrische Partien über, die von ähnlicher Erscheinung sind, wie jene, welche ich bei den Mikrogranitporphyren des Siriponi-Berges erwähnte. Bei diesen herrscht manchmal der Quarz vor, in dessen manchmal in der Ausdehnung von 0.2 mm gleich auslöschende, flaumenförmige Körnchen die aussergewöhnlich feinen Feldspatfasern eingewoben sind. Aber in der Grundmasse dieser Gesteine findet man auch mikrogranitische Teile, gegen welche vom Felsit kein solcher allmählicher Übergang bemerkbar ist, wie er sich zwischen dem Felsit und Granophyr findet; diese mikrogranitischen Teile sind in den Mikrofelsit

sozusagen eingebettet. Die Einsprenglinge sind dieselben, wie in den Mikrogranitporphyren.

*

Aus den die Drócsa umgebenden Gebirgen sind in der bereits besprochenen Literatur viele ähnliche Gesteine beschrieben. Aus der Beschreibung J. v. SZÁDECZKY'S¹ wissen wir, dass im Bihar-Gebirge sämtliche Mikrogranit- etc. Arten zu finden sind, die ich im Obigen von der südöstlichen Gegend der Drócsa beschrieb. Nichtporphyrische Mikrogranite kommen z. B. in den unteren Teilen des Zerna-Tales, dann im Dragan-Tale² vor; Mikrogranitporphyre kommen unter der felsitischen Hülle der Vlegyásza, in den oberen Teilen des Zerna-Baches, dann in der Umgebung von Biharfüred in zahlreichen kleineren, teilweise gangartigen Vorkommen, felsitische Rhyolithe endlich auf der Vlegyásza-Spitze etc. vor.

Die Verhältnisse des Vorkommens sind im Bihar-Gebirge und auf meinem Gebiete vollkommen identisch. Die obersten Teile sind felsitisch, darunter folgen die Mikrogranitporphyre, dann die nichtporphyrischen Mikrogranite. Der Unterschied ist nur der, dass auf meinem Gebiete keine ganz hyalinischen Arten vorkommen und auch die felsitische Art sehr selten und auch dann in ganz untergeordneter Menge auftritt. Auf Grund dessen kann man die Sache auch so auffassen, dass hier im Drócsa-Gebirge die Wirkung der Erosion viel mächtiger war, wodurch die oberste, felsitische, hyalinische Decke der Ausbrüche fast überall abradiert wurde, so, dass bei den meisten Vorkommen grösstenteils nur die hypabyssische Einfüllung („hypabyssischer Stiel“) des vulkanischen Spaltes, bezw. Kanals zurückblieb. Wie dem auch sei, soviel steht unbedingt fest, dass der überwiegende Teil der Drócsaer Mikrogranitarten unter einer Decke erstarrte, ganz so, wie auch die ähnlichen Gesteine des Bihar-Gebirges. Es bleibt nur noch die Frage offen, ob diese Decke eine hyalinische, bezw. felsitische Ausbildung des Gesteins selbst war, oder aber eine dünne, sedimentäre Hülle? Vielleicht beides, hier das eine, dort das andere. Ein Beispiel für das erstere ist der an manchen Orten ganz oben spärlich vorkommende, felsitische Deckenrest (Siriponi, Gitiasca, Voica). Beweise für das letztere sind die in den Porhyren in so grosser Menge vorhandenen Epidositeinschlüsse, von denen ich bereits erwähnte, dass sie höchstwahrscheinlich kontaktmetamorphe Relikte der einstigen sedimentären Decke darstellen. Doch abgesehen von dieser vorausgesetzten felsitischen oder sedimentären Decke, kommt ein Teil dieser Mikrogranite

¹ Földtani Közlöny, Band XXXIV., p. 115—182., Budapest, 1904.

² Dr. ERNEST BALOGH: Geologische Verhältnisse des Dragantales. Kolozsvár, 1906. Ungarisch.

in wirklichen Gängen vor, erstarrte also tatsächlich unter einer Decke (teils unter einer Gabbro-, teils unter einer Diabasdecke).

Aber nicht nur die Vorkommensverhältnisse der Mikrogranitarten des Drócsa- und des Bihar-Gebirges sind identisch, sondern, was noch auffallender ist, die petrographische Ausbildung stimmt auch beinahe genau überein. (Die petrologische Ähnlichkeit erwähnte ich bereits). Der vorherrschende Feldspat der Biharer Gesteine ist ein Plagioklas aus der Albitreihe, während der Orthoklas in den meisten Vorkommen von untergeordneter Menge ist. Ausser dem Quarz und Feldspat ist in den meisten Fällen nur noch der Biotit ein wichtiges Mineral.

Es ist also unwiderleglich, dass jene Blutverwandtschaft, die ich beiden Granit- und Dioritarten der beiden Gebirge (Bihar und Drócsa) bereits bewies, sich auch in diesen Mikrograniten widerspiegelt.

MIKRODIORIT, DIORITPORPHYRIT, ETC.

Dies ist die andere hypabissische Gesteinsreihe vom basischeren Typus der granitodioritischen Masse. Von einem Teil derselben erwähnte ich bereits, dass sie teilweise Gänge, teilweise Randgebilde sind.

Von diesen entspricht der **Mikrodiorit** dem nichtporphyrischen Mikrogranit, aber natürlich nur vom Gesichtspunkte der textuellen Ausbildung. Mikrodiorit in typischer Entwicklung sammelte ich am äussersten Teile des dioritischen Randes vom Granit, oberhalb Soborsin, im obersten Laufe des Balanu-Baches, am Ponyica-Berge (◊ 295), dann am Ostabhänge des Cruci-Berges (◊ 351) in den Aufschlüssen des Rosali- und Kopasz-Baches und an seinem Fusse, in der Umgebung der Temesder Mühle.

Es sind dunkelgraue, feinkörnige, glitzernde Gesteine mit einer ziemlich gleichmässigen Korngrösse von 0.3—0.6 mm. Ihre Feldspate gehören zur *Andesin*- und *Labrador*-Reihe und sind zwillingsgestreifte, automorphe, kurze Lamellen, oder xenomorphe Körner. Die Quantität des Feldspates ist an manchen Orten (Balanu) nur etwas grösser, als die Gesamtheit der feinschichtigen Mineralien, von denen der grünlichbraune, immer xenomorphe *Amphibol* vorherrscht und dort, wo der Feldspat eine automorphe Lamelle ist, zeigt er immer eine poikilitische Struktur. Eine bedeutende Rolle spielt in einzelnen Gesteinen der sehr blass gelbliche *Augit*; ist auch *Biotit* vorhanden, bleibt er sehr untergeordnet. In jedem Gestein ist auch viel *Magnetit*, *Titanit* und *Apatit* vorhanden.

Im allgemeinen kann man sagen, dass dieses äussere Randgebilde der granitodioritischen Masse selbst unter den Dioritarten das basischeste ist.

Quarzdioritporphyrit. Der in Gangform auftretende, nur etwas

porphyrische Quarzdiorit findet sich hauptsächlich in den beim Besprechen des Granits erwähnten Abschnitten des Rosali-Baches, aber ich fand ihn auch am Fusse des Cruci-Berges (◊ 351) zwischen den Temesder und Soborsiner Mühlen, dann im Bánya-, Ripilor- und Sumány-Bache, im Oberlaufe derselben. Überall durchschneidet er Granit und Granodiorit und an einem dritten Orte, am Anfange des Temesder Kopasz-Baches (60 m-Abschnitt) kommt er als eine in den Diabas eindringende Apophyse des Dioritrandes vor. Aus einem ebensolchen, aber bereits viel porphyrischeren Gestein besteht das Vorkommen östlich von Temesd, im Mittellaufe des Vale Mare-Baches (1·3 km von der Mündung) und östlich von Soborsin, am unteren Teile des Grohotiu (◊ 445); beide sind dünnere, 5—20 m-ige Gänge. Die ansehnlichsten Sulfidervorkommen des Gebirges sind an die Gänge der Granodioritporphyrite, Quarzdioritporphyrite und Dioritporphyrite gebunden.

Die Zusammensetzung der Quarzdioritporphyrite ist ziemlich abwechslungsreich, besonders nach den vorherrschenden femischen Mineralien könnte man sie in verschiedene Serien einteilen. In ihrem dunkelgrauen, grünlichgrauen oder hell aschgrauen, feinkörnigen, manchmal makroskopisch dicht erscheinenden *Grundgewebe* sind wenige, bis zu 3 mm anwachsende Einsprenglinge: weisslicher Feldspat, Quarz (Grohotiu), Amphibol und Biotit wahrzunehmen, ausserdem in den meisten Fällen viel Pyrit. In dem Gesteine des Grohotiu sind viele Einschlüsse des durchbrochenen Granits zu sehen. Für ihr mikroskopisches Bild ist charakteristisch, dass in ihrem Grundgewebe die Menge des Quarzes an vielen Stellen geringer ist, als die des Feldspates. In einigen Gesteinen (Bánya, Ripilor) sind die an grösseren (manchmal 3 mm-igen) Stellen gleichzeitig auslöschenden Quarzkristalle mit bis unter 0·5 mm sinkenden, kurzlamelligen oder leistenförmigen Feldspatindividuen überhäuft, anderswo kreuz und quer durchschnitten, in vielleicht noch bizarrer Form, wie die Augitkristalle in den ophitischen Diabasen. Aber die Feldspate durchschneiden nicht nur den Quarz, sondern auch den Amphibol und Biotit. Die sich in diesen Gesteinen gebildete Grundgewebe-Struktur ist also sehr eigentümlich. In den übrigen Quarzdioritporphyriten ist das Grundgewebe meistens normal mikrogranitisch.

Die automorphen Kristalle der breitlamelligen Plagioklaseinsprenglinge sind stellenweise stark zersetzt, wie in den pyritreichen Gesteinen des Rosali-Baches; manchmal blieb nur ein dünner Rand frisch und dieser umgibt den vollständig umgewandelten: glimmerigen, epidotischen, inneren Teil. Sie sind allgemein zwillingsstreifig und zonar. Die innerste Zone ist manchmal *Labrador*, die äusserste steigt bis zum *Oligoklasandesin*, vorherrschend ist aber der *Andesin*. Vorwiegend zur *Andesin*-Reihe gehören auch die Grundgewebe-Feldspate, unter denen aber auch *Oligoklas*-, manchmal sogar *Oligoklasalbit* (Grohotiu) vorkommt.

Die femischen Mineralien, der *Amphibol* und *Biotit* kommen nur selten zusammen vor, wobei entweder der eine, oder der andere vorherrscht. Der *Biotit* herrscht überwiegend in den Gesteinen vom Rosali vor und fehlt ganz in den Gesteinen vom Grohotiu, Bánya, Ripilor. Der *Biotit* ist meist dunkelbraun, manchmal aber rötlichbraun; sein Pleochroismus: a = blassgelblichbraun, hellgelb, b und c = dunkelbraun, bräunlichschwarz oder rotbraun. Er wächst mit dem *Amphibol* oft so zusammen, dass er den inneren Teil vertritt. An vielen Stellen ist er chloritisiert, stellenweise wurde er ganz zu *Pennin*. Die schlanken, dünnen Prismen des bräunlichgrünen *Amphibols* haben immer eine sehr schlechte Kristallform. In einem jeden Gestein ist ziemlich viel Eisenerz, bis zu 1 mm anwachsender *Magnetit* und oft limonitisierender *Pyrit* vorhanden. In den Gesteinen des Abhanges und Fusses des Cruci-Berges ist die grosse Menge des *Apatits* auffallend, dessen ausserordentlich fein nadelförmige, selten beleibtere, aber bis 4 mm heranwachsende Kristalle auch grössere Gruppen bilden; manchmal enthalten sie in ihrem Zentralteile auch bräunliche Flüssigkeitseinschlüsse von negativer Kristallform. *Titanit* kommt wiederum im Gestein von Grohotiu verhältnismässig reichlich, aber auch in den übrigen ohne Ausnahme in grösserer oder geringerer Menge vor; die Grösse seiner Kristalle erreicht bis 1 mm. Zu erwähnen sind noch der *Zirkon* und *Rutil*, besonders als Einschlüsse im *Biotit*, mit manchmal pleochroitischem Hof, dann der *Hämatit* in kleinen, blutroten Kristallen. *Epidosit*-Einschlüsse sind sehr häufig.

Ihrer mineralischen Zusammensetzung nach stehen jene Gesteine, die nördlich von hier, auf dem südlich von Torjás, zwischen den Bogdán- und Cornilor-Bächen befindlichen Bergrücken als dünne Gänge gefunden werden, vielleicht schon den normalen Dioritporphyriten näher, nur wegen ihrer verhältnismässig grösseren Azidität erwähne ich sie hier, ebenso, wie die Gesteine jenes interessanten Vorkommens, welches südöstlich von Torjás, oberhalb der Quellen des Gomililor-Baches, auf dem Borhana-Bergrücken anzutreffen ist. Hier ist ein mächtiger Oligoklasporphyrit-Durchbruch vorhanden, der an der unteren, südwestlichen, also tiefsten Stelle, in einen etwas Quarz enthaltenden Dioritporphyrit, also ein Gestein übergeht, dessen systematische Stelle zwischen dem Quarzdioritporphyrit und dem Dioritporphyrit zu fixieren ist.

Diese Gesteine unterscheiden sich von den vorher beschriebenen Quarzdioritporphyriten hauptsächlich dadurch, dass in ihnen die Menge des Quarzes sehr gering ist und die überwiegend vorherrschenden Feldspate, sowohl die der Grundmasse, wie die porphyrischen, viel saurer sind: sie sind *Oligoklas*- und *Oligoklasalbit*-Arten. Die Menge des femischen Minerals ist bedeutend, aber es ist ganz zu *Pennin* und zu *Ripidolith* umgewandelt. Auch in diesen Gesteinen sind sehr viele *Epidosit*-einschlüsse zu finden, manchmal in faustgrossen Stücken.

Dioritporphyrit. Er kommt am äussersten Rand der granitodioritischen Masse, in den oberen Teilen der Fertyó- und Kopasz-Bäche vor, dann östlich von Temesd am Abhange des Capu Mare. Seine porphyrische Struktur wird dadurch hervorgerufen, dass in ihm der Amphibol eine Grösse von sogar 5 mm erreicht. Seine Textur ist typisch poikilitisch, weil die mächtigen, breiten *Amphibol*-Prismen von den vielen kleinen Plagioklaseinschlüssen aus der *Andesin*-Reihe und durch die in bedeutend geringerer Anzahl vorhandenen, rotbraunen *Biotit*-Lamellen eine wirkliche Siebstruktur besitzen. Charakteristisch ist ferner die grosse Quantität des gleichmässig verteilten *Magnetits*.

Dioritporphyrite von anderem Typus findet man aber nördlich im Gomililor-Bache unter Torjás, wo nicht weit vom hier beschriebenen Mikrogranitporphyr-Vorkommen, in der Nähe des Chirnuluj-Baches ein dünner Dioritporphyritgang anzutreffen ist. Von hier ca. 0.5 km östlich, ober dem nordöstlichen Arm des Gomililor-Baches, am Fusse, am Abhang und Bergrücken des Vrfu Borhana (◊158), ferner eben bei der nordöstlichen Biegung des Baches unter dem Gomililor-Berge (◊398) findet man wieder im Diabas je einen dünnen Dioritporphyrit-Gang vor. Der auf dem Borhana-Bergrücken vorkommende Dioritporphyrit geht aufwärts in Oligoklasporphyrit über.

Die dunkel aschgrauen Gesteine alldieser Gänge bestehen überwiegend aus Plagioklas der Oligoklas- und Albit-Reihe. Diese Feldspate bilden in dem Grundgewebe längliche lamellen- oder leistenförmige Kristalle, die sich an ihren Enden manchmal zu einer Reihe schmaler Leisten zerspalten, die aber mit dem Hauptkristalle, richtiger mit der inneren Hauptmasse des Kristalls gleichzeitig auslöschen. Sie verwachsen miteinander auf vielerlei Arten in Fächer-, liegender Kreuz-, Gitterform etc. und so zeigen einzelne Gruppen eine der spilitischen ähnliche, divergent strahlige Struktur. Die porphyrisch spärlich ausgeschiedenen Feldspate sind ebenfalls aus der *Oligoklas*- und untergeordnet aus der *Albit*-Reihe und ziemlich automorph. Die schon ursprünglich wenigen femischen Minerale (*Biotit*?, *Augit*?) sind gänzlich umgewandelt, ihr ursprüngliches Vorkommen verraten nur die zwischen den Feldspatleisten auffindbaren Chlorit- und Epidotaggregate.¹

Von diesen weicht der ebenfalls in der Gegend des Gomililor-Baches vorkommende Augitdioritporphyrit ein wenig ab, der am untersten Teile der hiesigen, grossen Oligoklasporphyritmasse aufge-

¹ Diese Gesteine unterscheiden sich nur in ihrer etwas ausgeprägteren porphyrischen Struktur von jenem Gesteinstypus, der im Torozkóer Gebirge (in Siebenbürgen) ebenfalls mit Oligoklasporphyrit vorkommt; diesen Gesteinstypus kann man am besten als Plagiaplit, oder Oligoklasaplit bezeichnen. (Nat. Museumshefte, Mitteilungen a. d. Min. Geol. Samml. d. Siebenb. Nat. Mus. Kolozsvár, 1913, p. 191—258.)

geschlossen ist. Sein Feldspat gehört zur *Oligoklas*-Serie (auch Oligoklasandesin), aber eine beträchtliche Rolle spielt darin auch der *Augit*, dessen 1—4 mm messende, isometrische oder etwas gestreckte, prismatische Kristalle ziemlich gut geformt sind, nur dort nicht, wo sie mit dem Feldspat zusammen in gröberkörnigen Gruppen auftreten. Er ist ziemlich zersetzt, chloritisiert, bei reichlicher Ausscheidung von Calcit. Der Augit kommt auch im Grundgewebe in sehr kleinen Körnchen vor. Beträchtlich ist aber auch die Quantität des Magnetits, der oft von einem Titanitkranz umgeben ist. Dieser Dioritporphyrit vertritt bereits einen basischeren Typus, als die vorigen.

Oligoklasporphyrit. Neben den zahlreichen Porphyrvorkommen gibt es auch einige Durchbrüche, die wegen ihrer Zusammensetzung hierher, in eine der sauersten Porphyritfamilien, eingereiht werden müssen.

Ein solcher Porphyrit ist jener, der nordwestlich von Soborsin unter der Malu-Spitze (◊ 349), an der Grenze des Diabases und Gabbros in dünnen, gangartigen Durchbrüchen vorkommt. Gelegentlich seiner Bildung auftretende, postvulkanische Wirkungen brachten jene grösstenteils limonitisierten Pyritfundstätten hervor, nach denen hier auch geschürft wurde. Nördlich von hier, oberhalb Temesd, neben einem Mikrogranodioritgang der Coasta Temesest, kommen in einer Linie nordöstlicher Richtung ebenfalls solche Gesteine vor. Ob dies ein selbständiger Durchbruch, oder nur ein Randgebilde des Mikrogranodiorites ist, kann man auf der mit Grus und Humus dick bedeckten Stelle nicht konstatieren. Nördlich von Tok, auf der Nordseite der sich vom Vrfu Sirbuluj (◊ 374) herabziehenden Mikrogranitporphyrmasse findet man einen schmalen Rand aus Oligoklasporphyrit, dessen bräunliches Gestein von der rötlichgelben Hauptmasse auffallend absticht. In viel grösseren Massen kann man aber Oligoklasporphyrit an mehreren Orten südöstlich von Torjás finden. Das eine Vorkommen zieht sich oberhalb der Quellen des Gomililor, vom Vrfu Borhana in einem breiten Bande nach Nordost, beinahe bis zum Gomililor-Berge (◊ 398). Dieses Vorkommen ist deswegen interessant, weil es, wie ich erwähnte, im tiefsten südwestlichen Teile, in den Aufschlüssen der Quellen des Borhana-Baches, in Dioritporphyrit übergeht. Ein ähnlicher grosser Dyke ist jener, der sich nicht weit nördlich von hier über den Grat des Gomililor in einer Länge von ca. $\frac{3}{4}$ km hinzieht; parallel mit diesem, in der Gegend der Quellen des Gomililor-Baches kommt auch ein kleiner, gangartiger Durchbruch vor, dessen brecciöses Gestein mit rötlicher Verwitterungsfläche auch hierher gehört.

Beim Mittellaufe des Gomililor-Baches finden wir aber das interessanteste Vorkommen, das in seinen tiefsten Teilen ebenfalls in Dioritporphyrit übergeht. Dieses Vorkommen scheint im Süden beim Bache ein dünner Lagergang zu sein, der zwischen die hier befindlichen, rotbraunen, kretazischen Tonschieferschichten eindrang, aber teilweise

auch die über den Tonschiefer gelagerten Porphyrittuffe durchbrach. Dieses Vorkommen breitet sich aufwärts, gegen den Roiba-Berg aus und geht in Oligoklasporphyrit von effusivem Typus über, der hie und da ziemlich viel Quarz enthält, also dem Quarzporphyr sehr nahe steht. Die Tuffe, zwischen die er eindrang, haben grösstenteils eine ganz identische Zusammensetzung wie er selbst. Wir stehen also hier einem Fall gegenüber, wie ich ihn an mehreren Orten des Torockóer Gebirges kenne, wo der Oligoklasporphyrit seinen eigenen, früher abgelagerten Tuff in dünnen Apophysen durchzieht.

Die in den erwähnten Vorkommen vorfindbaren Porphyrite sind im allgemeinen gelblichbraune Gesteine, nur die vom Gomililor-Bache sind graulichschwarz. Ihre Grundmasse ist sehr dicht, stellenweise porös, mandelsteinig. Ihr makroporphyrisches Mineral ist zahlreicher, gelblichweisser, 1—4 mm-iger Feldspat, stellenweise Augit.

Ihre *Grundmasse* von vorherrschender Menge besteht überwiegend aus Feldspatmikrolithen, die hauptsächlich länglich lamellenförmig und in den meisten Fällen Albitzwillinge sind; sie erreichen höchstens 0.15 mm und im Gesteine von Borhana vereinigten sie sich in einer fluidalen Struktur. Bei dem Vorkommen am Gomililor-Berge (♁ 398) und Bache kommen ausser den gut entwickelten Mikrolithen auch winzige, flockenförmige Feldspate vor, neben welchen auch eine Glasbasis vorhanden ist. Das Glas herrscht auch in einigen Gesteinen vom Gomililor vor, wo dann die Grundmasse hyalopilitisch ist, mit bis zur μ -Grösse hinabsinkenden Feldspatmikrolithen. Zum Feldspat gesellen sich in dem Gesteine vom Borhana und Sirbuluj sehr viele, winzige Biotitlamellen, zum guten Teil chloritisiert, ausserdem winzige Magnetitkörner und hie und da Quarz. Der Quarz gelangte aber grösstenteils nachträglich, aus der zirkulierenden Kieselsäure in die mikroskopisch kleinen Mandelhohlräume und bildete aus hauptsächlich isometrischen Körnern bestehende, rundliche Aggregate, nur im Gomililorer Vorkommen scheint der Quarz primär zu sein, dessen Gestein einen Übergang zum Quarzporphyr bildet.

Die Plagioklaseinsprenglinge aus der *Oligoklas-* und *Albit-*Reihe sind nur teils separate Kristalle und als solche sehr gut automorph; aber sie kommen auch in Gruppen vor. Ziemlich häufig ist der Karlsbader-, seltener der Albit- und der Periklin-Zwilling (meist nur bei den Oligoklasandesin-Arten); an einem Albit nahm ich auch einen Manebacher Zwilling wahr. Ausserdem sind sie oft kreuzförmig durch einander gewachsen. Der porphyrische Feldspat des Gesteins vom Gomililor-Bache ist manchmal mit Glas netzarig verwachsen. Im Gesteine des Gomililor-Baches und Berges ist ausser dem Feldspat auch *Augit* porphyrisch in blassen, hellgelben Kristallen ausgeschieden; in den anderen Gesteinen ist brauner *Biotit* vorhanden. Beide sind an mehreren Stellen zersetzt. Die Menge des *Magnetits* ist nur hie und da erwähnenswert. Zu erwähnen sind noch der *Apatit*, *Titanit* und der *Zirkon*.

Von den fremden Einschlüssen ist in erster Linie der *tonige Kalkstein* zu erwähnen, der aus sehr kleinen, mit Ton überfüllten Calcitkörnern besteht. Seine Menge ist im Gesteine vom Gomililor von Bedeutung, aber es kommen hier auch winzige Tonfelzen vor, die zum guten Teile zu einer serizitischen — titanitischen Substanz bei geringer Calcausscheidung umgewandelt sind. In den anderen Gesteinen findet man nur *Epidosit*-Einschlüsse.

PORPHYR-PORPHYRITTUFF.

Unter Torjás finden sich im Gomililor-Bache Porphyrtuff- und Porphyrittuff-Schichten von geringer Ausdehnung; sie sind oberhalb des den Diabas, resp. den Diabastuff überlagernden, kretazischen Tonschiefers anzutreffen.

Die Vorkommensverhältnisse untersuchend, findet man, dass auf den agglomeratischen Diabastuff eisenschüssiger Tonschiefer folgt und zwar am Anfange des Vorkommens in einer Mächtigkeit von 1·5—3 m, dann dünner (cm—dm) Porphyrittuff bis ca. 1 m, dann ein ca. 0·5 m mächtiger Dioritporphyrit-Lagergang, auf den wieder Porphyrittuff und Porphyrtuff folgt, dessen Mächtigkeit sich aber am sehr steilen, mit Waldboden bedeckten Bergabhänge nicht genau bestimmen lässt; soviel ist aber sicher, dass ich an der Südseite des Baches, in einer Höhe von ca. 50 m noch Tuff vorfand. Die Lagerung ist sehr verwirrt, der ganze Komplex scheint durcheinander gemischt zu sein, wahrscheinlich durch das Hineindringen des mächtigen Dioritporphyritganges; die meisten Richtungen des Fallens zeigen aber nach Süden und sind unten mit dem des eisenhaltigen Tonschiefers im grossen und ganzen konkordant.

Diese Tuffe näher untersuchend findet man, dass sie aus der Vermengung des Materials des Oligoklasporphyrits und des Quarzporphyrs bestehen. Vorherrschend ist aber das Oligoklasporphyritmaterial. Reinen Quarzporphyrittuff gibt es hier nicht und auch reiner Oligoklasporphyrittuff kommt nur sehr selten vor.

Es sind heller aschgraue und graulichweisse, sehr dichte Gesteine, die kaum einen makroskopisch sichtbaren Bestandteil haben, nur hie und da glänzt darin ein winziges Feldspatkorn oder eine Serizitlamelle. Sporadisch sind auch Pyritkörnchen zu sehen. Ihre Schichtung sieht man besonders draussen im Grossen sehr gut, aber auch in Handstücken auf Grund der dunkleren und helleren Färbung. Die Tuffe halten so fest zusammen, dass sie sich in der Richtung ihrer Schichtung nur sehr schwer trennen lassen.

Ihre sehr feine *Bindemasse* ist von vorherrschender Menge. Sie sind nämlich in ihrer Hauptmasse ursprünglich Glastuffe. Der grösste Teil des Glases kristallisierte sich aber an den meisten Stellen um, so,

dass nur sehr geringe Partien isotrop geblieben sind. Infolge der Umkristallisierung wurde zwar die ursprüngliche Tuffstruktur an den meisten Stellen getrübt, sporadisch ist aber die mannigfaltige Gestalt der einzelnen Glassplitter noch zu erkennen und sogar auch die faserige, schaumige Bimssteinstruktur. Das Produkt der Umkristallisation ist eine äusserst feine, mikrofelsitische Substanz, der stellenweise ein wenig Serizit und Chlorit beitrifft.

Die Bruchstücke der ursprünglichen Mineralien sind von sehr verschiedener Grösse, sie wachsen von der Grösse einiger μ bis 1 mm an; die kleineren sammelten sich oft in Aggregaten. Sowohl die grösseren Mineralienfragmente, als auch das kleinere Gebrösel besteht vorherrschend aus Feldspaten und zwar aus *Oligoklasalbit* und untergeordnet aus *Albit* und *Oligoklas*. Die Feldspate sind immer unregelmässige Bruchstücke mit häufig verschwommenen Konturen. Die Feldspate sind nicht nach den Spaltungsrichtungen nach der Basis, oder nach der Längsfläche in kleine Stücke zerteilt, sondern in unregelmässigen Richtungen sozusagen zersprengt. Die *Quarz*-Fragmente stellen noch deutlicher solche zerplatzte, scharfkantige Splitter dar, unter denen aber auch grössere, rundliche Körner vorkommen, die manchmal mit einer Wachstumshülle umgeben sind. Das sehr wenige femische Mineral ist hauptsächlich umgewandelter *Biotit*, aber es kommt hie und da auch ein chloritisches *Augit*-Korn vor. Die akzessorischen Gemengteile sind dieselben, wie in den erwähnten Porphyren und Porphyriten. Das meiste unter den sekundären Mineralien ist *Serizit*, aber *Zeolith (Heulandit)* kommt auch manchmal in grösseren Nestern vor, sowie auch *Epidot*, *Chlorit* und *Limonit*. In diesen Tuffen kommen häufig kleinere-grössere *Grundmassen*-Fragmente vor, deren meiste granophyrisch sind, aber es gibt auch feldspatmikrolithische Grundmassenbruchstücke. Die meisten der exogenen Einschlüsse sind umkristallisierender, *limonitischer Ton*, um dessen grösseren Fetzen *Epidot* und winzige *Titanit*-Körner, ferner manchmal auch *Rutil*-Nadeln sichtbar sind. Hie und da (in den untersten Tuffschichten) kommen auch mit Quarz ausgefüllte, sehr undeutliche *Radiolarien*-Skelette vor.

Die in den obersten Teilen des im Liegenden der Tuffschichten lagernden, eisenschüssigen Tonschiefers auffindbaren, mit dem Tonmaterial vermischten Tuffteile (Glasscherben, Grundmassensplitterchen, Mineralienfragmente etc.) lassen ebenfalls auf Oligoklasporphyrit und Quarzporphyr schliessen, die Ablagerung des eisenhaltigen Tonschiefers dauerte also noch eine kurze Zeit lang auch am Anfange des Ausbruchs der hiesigen Porphyre-Porphyrite an, aber sie endete bald. So ist es zu erklären, dass man in den untersten Tuffen noch mehr-weniger Tonschiefermaterial findet, das aber in einer Höhe von ca. 50 cm, von der Basis des Tuffes an gerechnet, schon gänzlich fehlt.

ANALOGE GESTEINSPROVINZEN.

Das Verhältnis dieser sämtlichen besprochenen Gesteine vom granodioritischen Magma und speziell der Gesteine der Granodioritserie zu den ähnlichen Gebilden der nachbarlichen Gebirge betreffend, verweise ich der Kürze zuliebe einfach nur auf die wertvolle Arbeit von PAUL ROZLOZSNIK und Dr. K. EMSZT, die die analogen Gesteine der Bánáter-Gebirge, die sehr lange bestrittenen Banatite genau definiert und gründlich beschrieben haben.¹ In dieser Abhandlung führen sie auch detailliert aus, dass ausser den von ihnen besprochenen Gesteinen, aus dem südlich von der Drócsa gelegenen Pojana Ruszka-Gebirge Dr. FR. SCHAFARZIK, von der östlichen Gegend zwischen Kőrösbánya—Zám Dr. KARL V. PAPP, vom nördlich gelegenen Bihar-Gebirge Dr. JULIUS V. PETHÓ und Dr. JULIUS V. SZÁDECZKY ähnliche Gesteine nachwiesen und deren Bildung einmütig auf das Ende der kretazischen Epoche setzten. Seit dem Erscheinen dieser Arbeit von ROZLOZSNIK—EMSZT haben sowohl J. V. SZÁDECZKY² und FR. SCHAFARZIK³ als auch K. V. PAPP⁴ in den erwähnten Gebirgen eine ganze Reihe dieser granodioritischen und dioritischen Gesteine nachgewiesen.

Auf Grund der vollständigen petrographischen Über-

¹ Mitt. a. d. Jahrb. der Kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. XVI., p. 143—306., Budapest, 1908.

² Naturwissenschaftliche Museumshefte, Bd. I., pag. 94—116, Kolozsvár, 1908.

³ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1911, p. 150—157., Budapest, 1913.

⁴ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1909, p. 163—164. Die Ergebnisse zusammenfassend, sagt hier PAPP, dass der Porphyrit und Granodiorit in der Gegend der Fehér-Körös und bei Brád „sind dieselben Gesteine, welche sich aus den Krassó-Szörényer Gebirgen durch die Pojana Ruszka bis zum Bihargebirge ziehen, S-lich bei Szászkabánya und Dognácska werden die Kreidekalke durch die COTTA'schen Banatite durchbrochen, welche zum Teil aus Quarzdioriten, zum Teil aus . . . Granodioriten bestehen. Ihre Fortsetzung in der Pojana Ruszka wurde durch FR. SCHAFARZIK entleckt; SCHAFARZIK stellt die Eruption derselben in die obere Kreide. Die ähnlichen Gesteine des Bihar wurden durch J. V. SZÁDECZKY und P. ROZLOZSNIK unter den Sammelnamen Dioritporphyrit, Dacogranit und Granodiorit behandelt und ihre Eruption teils in die Epoche vor der oberen Kreide, teils in den Zeitraum nach derselben verlegt. Auf Grund meiner neueren Beobachtungen scheint es sehr wahrscheinlich, dass die Eruption der längs des Tales der Fehér-Körös hie und da auftauchenden porphyrit- und granodioritartigen Gesteine gegen das Ende der oberen Kreide zu erfolgte.“ (p. 164.) Hier muss ich bemerken, dass diese Gesteine auch nach SZÁDECZKY einem eruptiven Zyklus angehören, ihre Bildung begann unmittelbar vor dem Gosau, dauerte durch die ganze Oberkreide hindurch an und endete erst darnach. (Földt. Közl. Bd. XXXIV., pag. 182 — Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1905, p. 124, f. 1906, pag. 59.)

einstimmung und der ähnlichen geologischen Vorkommensverhältnisse scheint es zweifellos, dass die Drócsaer granodioritische Masse in die Züge der identische oberkretazische Eruptivgesteine enthaltenden, besprochenen Gebirge ganz gut hineinpasst, ja sogar das Zentrum bildet, von wo jene kretazischen tektonischen Linien, — auf denen sich die erwähnten eruptiven Züge aufbauten, — nach den verschiedenen Weltgegenden ausgingen.

PETROCHEMISCHE VERHÄLTNISSE.

Über die sämtlichen besprochenen Gesteine vom granitodioritischen Magma¹ stehen mir bisher erst 11 Analysen zur Verfügung, welche Herr Chefgeolog-Chefchemiker Dr. KOLOMAN EMSZT im Jahre 1926 im chemischen Laboratorium der Kgl. Ung. Geologischen Anstalt ausführte, wofür ich ihm an dieser Stelle meinen aufrichtigen Dank sage. Behufs leichterer Übersicht teile ich als Einleitung die Namen, Fundstellen, sowie den Gehalt an Kiesel- und Titansäure-, CaO- und Alkalien dieser Gesteine mit:

	(Si/Ti)O ₂	CaO	(NaK ₂ O)
Granitit, Soborsin, János-Berg	73·31	1·36	7·97
Amphibolgranitit (Granodiorit), Soborsin, Cukor-Berg	66·63	2·47	8·36
Granodiorit, Temesd, Sumány-Masse	63·02	4·97	6·63
Granodiorit, Soborsin, Rípilor-Bach	62·83	5·09	6·79
Quarzdiorit, Soborsin, Fertyó-Bach	56·86	7·24	4·56
Diorit, Temesd, Kopasz-Bach	52·03	7·97	4·22
Mikrodiorit, Temesd, Cruci-Berg	51·04	9·38	2·77

Hypabyssische Arten:

Mikrogranitporphyr, Köves, Grohotin-Berg	73·91	0·31	9·02
Granodioritporphyrit, Soborsin, Cruntavi-Bach	66·43	2·06	9·50
Granodioritporphyrit, Temesd, Rosali-Bach	66·33	3·93	6·67
Granosyenitporphyr, Temesd, Capu Mare	62·64	1·75	11·01

Bei der näheren Besprechung zog ich auch jene verwandten Gesteine in Betracht, die aus den Biharer und Bánáter Gebirgen beschrieben worden sind, damit jene Ähnlichkeit, auf welche ich weiter oben die Aufmerksamkeit sowohl in petrographischer Hinsicht, wie auch das geologische Vorkommen betreffend, lenkte, sich auch aus der chemischen Zusammensetzung ergebe. So wird dann jene Gauverwandschaft offen-

¹ Diesen Ausdruck verwende ich, wie bereits erwähnt, im Sinne von ROSENBUSCH, er ist also mit dem Ausdruck: „granodioritisches Magma“ nicht zu wechseln.

bar, die zwischen den Gesteinen der granodioritischen Serie vom Bihar, Drócsa und Banat besteht.

Granitit, Soborsin.

Fundort neben Soborsin, an der dem Dobrusa-Bache zugewendeten Seite des János-Berges, wo er den sauersten, inneren Kern der Granodioritmase bildet. Er ist ein Gestein typisch granitischer Struktur, in dem die Quarzmenge sich stellenweise dem Feldspate nähert, durchschnittlich aber geringer ist. Von den Feldspaten ist der fast immer mikroperthitische (richtiger kryptoperthitische, weil die Verwebung so fein ist, dass sie meist nur bei der stärksten Vergrößerung wahrnehmbar ist) Orthoklas vorherrschend, dessen aus dem Gestein isolierbare Kristalle bei den qualitativen Analysen einen sehr grossen Na-Gehalt zeigten. Der untergeordnete Plagioklas bewegt sich zwischen $Ab_{80} - Ab_{86}$. Das femische Mineral ist der braune Biotit. Gering ist der Titanit und Magnetit, minimal der Zirkon und Apatit. Analysiert von Dr. K. EMSZT in 1926.

Aus dem Bihar-Gebirge beschrieb J. v. SZÁDECZKY ähnliche Granite unter der Benennung gewöhnlicher Granit.¹ In der Zusammensetzung dieses Gesteines ist der Orthoklas über dem Oligoklas und dem Oligoklasalbit vorherrschend, der Quarz gewöhnlich abgerundet (Menge?), sein femisches Mineral ist der Biotit, er enthält noch Magnetit, während der Titanit nur in einem Exemplar vorgekommen ist. Ein Unterschied dem vorigen Gestein gegenüber besteht hauptsächlich nur in Betreff des Titanits. Von diesem Granittypus analysierte Dr. B. RUZITSKA das Karácsony-völgyer Gestein im Jahre 1903.

Originalanalysen:

Werte nach LOEW. LESSING:²

	Soborsin	Karácsony	Soborsin	Karácsony
SiO ₂	73·11	72·65	$R_2O : RO$	$R_2O : RO$
TiO ₂	0·20	—	2 : 1	2 : 1·2
Al ₂ O ₃	14·66	15·19	$\alpha = 4$	$\alpha = 3·9$
Fe ₂ O ₃	0·34	0·14	$\beta = 25$	$\beta = 26$
FeO	1·32	1·69		
MgO	0·48	0·46		
CaO	1·36	1·56		
Na ₂ O	3·99	3·74		
K ₂ O	3·98	4·26		
+H ₂ O	1·00	1·10		
-H ₂ O	0·06	—		
	<u>100·50</u>	<u>99·79</u>		

¹ Suppl. z. Földt. Közlöny, Bd. XXXIV., p. 157—158.

² Compt. rend. d. l. Int. Géol. Congr. St. Petersburg, 1897.

Diese Analysen repräsentieren an Alkalien reiche Alkalikalkgranite: ihr Alkaligehalt beträgt 8% neben dem anderthalb prozentigen CaO; ihr MgO-Gehalt ist aber geringer als normal, ebenso auch ihr Gehalt an Ferri- und Ferroeisen, was die geringe Menge des femischen Minerals anzeigt. Bereits hier hebe ich hervor, dass für diese Drócsaer Gesteine aus der Granodioritreihe, (auch für solche Grenzglieber, wie dieser Granitit), allgemein charakteristisch das Verhältnis des MgO zum CaO und zum FeO ist. Diese Verhältnisse drücken dem Gestein einen eigentümlichen Charakter auf, wodurch sie sich von gleich zusammengesetzten, aber aus anderen Provinzen stammenden Arten unterscheiden. Im grossen und ganzen verhalten sich auch jene verwandten Gesteine aus dem Banate und Bihar ähnlich, welche ich mit diesen zusammen aufarbeitete. Diese charakteristischen Verhältnisse sind hier folgende:

Soborsin	-- -- -- --	MgO : CaO = 1 : 2·8,	MgO : FeO = 1 : 2·7
Karácsony	-- -- -- --	" = 1 : 3·0,	" = 1 : 3·7

Nach den LOEWINSON LESSING'schen Gruppenwerten bestehen zwischen den beiden Gesteinen eben nur Nuancenunterschiede, so, dass sie auf Grund dieser Werte dem Granittypus gut entsprechen.

Werte nach A. OSANN:¹

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>f</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
Soborsin	-- -- 79·78	6·98	1·59	2·26	19	4·5	6·5	6·0	β
Karácsony	-- -- 79·14	6·91	1·82	2·40	19	4·5	6·5	5·7	β

Auf Grund dieser Typenwerte, welche bei diesen zwei Graniten beinahe identisch sind, gehören beide in die dritte Vertikalreihe, welche Reihe die Vertreter der Alkalikalkgranite enthält. Auf Grund der einzelnen Werte fallen sie in den 11. Typus: Big Timber Creek und gleichen am meisten dem 51. Granit von Härsjö, Schweden; den kleinen Unterschied verursacht hauptsächlich das Vorherrschen des K₂O. Der Überschuss an Al₂O₃ ist beim Soborsiner Granite 0·82, beim Karácsonyer Gestein 1·00%.

	<i>S</i>	<i>Al</i>	<i>F</i>	<i>Al</i>	<i>C</i>	<i>Alk</i>	<i>NK</i>	<i>MC</i>
Soborsin	-- -- -- -- 25·5	3	1·5	16	2·5	11·5	6	3·3
Karácsony	-- -- -- -- 25·5	3	1·5	16	2·5	11·5	5·7	2·9

Diese Parameter betreffend ist bei den beiden verwandten Graniten die Übereinstimmung vollkommen, auch bei den *NK* und *MC* Verhältnissen ist die Differenz nur sehr geringfügig. In OSANN's Tabelle kommt kein vollständig identisches Gestein vor, aber sie stehen sehr

¹ A. OSANN: Der chem. Faktor. Abh. d. Heidelb. Akad. 8., 1919 und 9., 1920. Über top. Gesteinsparameter. Sitzb. d. Heidelb. Akad., 26., 1914. Petrochem. Untersuch. Abh. d. Heidelb. Akad., 2., 1913.

nahe zum 39. Granite von Schultze Ranch, Arizona, dessen *C*-Wert etwas grösser, dementsprechend aber sein *MC*-Wert viel kleiner ist; der Arizonaer Granit unterscheidet sich ferner auch im *NK*-Werte zu Ungunsten des *K*, welches bei den Drócsaer Gesteinen einer der charakteristischsten Werte ist. Wenn wir nun diese Parameter als Familienwerte betrachten, sehen wir, dass sie am besten mit den Werten der Familie des saureren Alkalikalkgranites übereinstimmen, weil die Werte der gewöhnlichen Granitfamilie bedeutend niedriger sind.

	<i>s</i>	$A_6C_2F^1$	<i>k</i>
Soborsin	79.78	47.32	1.68
Karácsony	79.14	47.50	1.62

Diese Familienwerte weisen bei beiden Gesteinen zweifellos auf die Granitfamilie hin, sie sind nur etwas saurer als der Mittelwert des Granites.

Molekularwerte nach P. NIGGLI²:

	<i>si</i>	<i>gz</i>	<i>at</i>	<i>tm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
Soborsin	394	+152	46.5	11.5	8	34	.40	.35	5
Karácsony	378	+146	46.5	11.5	9	33	.42	.31	5

Hier tritt die Verwandtschaft der beiden Gesteine wirklich zutage, welche der in den *c*- und *alk*-Werten, ferner in der Kieselsäurezahl sich zeigende, geringe Unterschied überhaupt nicht stört. Im NIGGLI'schen System passen sie am besten in den Rahmen des yosemitgranitischen Magmas, obzwar es unleugbar ist, dass einzelne Werte (so das *si*, *c*:*alk*) an das engadinitische Magma erinnern, so, dass wir es als Übergangsgestein betrachten können.

Die Standardmineraleien:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>
Soborsin	32	23	34	7	4
Karácsony	31	24	32	8	5

Diese Serie der magmatischen Mineralien stimmt am besten mit der Norm der Yosemitegranitgruppe überein, obzwar sowohl der sehr grosse *ab*-Inhalt, als auch das *or*+*ab*:*an*-Verhältnis auf Alkalimagmen hinweist.

In dem amerikanischen System³ fallen beide Gesteine in den Dellenos Subrang, kommen also auf einen Platz mit dem Dellenit (mit jenem Gesteine, welches NIGGLI teils in das zur Alkalireihe gehörende tasnagranitische Magma, teils in das zur Alkalikalkreihe gehörende, normalgranitische Magma reiht).

¹ Kürze halber gebrauche ich es anstatt der Formel „6A+2C+F“.

² P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd I, Berlin, 1923.

³ CROSS-IDDINGS-PIRSSON-WASHINGTON: Quantitative Classification of igneous rocks. Chicago, 1903.

Amphibolgranitit (Granodiorit), Soborsin.

Fundort am südwestlichen Fusse des neben Soborsin, oberhalb der Landstrasse sich erhebenden Cukor-Berges. Die grossporphyrischen (bis 60 mm) Feldspate dieses Gesteins von gefälligem Äusseren sind KNa-Mikroperthite; sein Grundgewebe (durchschnittliche Korngrösse 3 mm) besteht vorherrschend aus sauerem Plagioklas (vorwiegend Ab₆₆) und weniger Orthoklas, zu welchen Biotit, grüne Hornblende, verhältnismässig viel Titanit, wenig Magnetit, minimal Apatit, Zirkon, Rutil und Turmalin kommt. Analysiert von Dr. K. EMSZT. Chemisch stimmt mit ihm jener Adamellit überein, welcher von Petrosz, aus dem Bihar-Gebirge stammt und welchen K. v. HAUER analysierte.¹

Originalanalysen:

Werte nach LOEW. LESSING:

	Soborsin	Petrosz	Soborsin	Petrosz
SiO ₂	66.13	67.08	R ₂ O : RO	R ₂ O : RO
TiO ₂	0.50	—	2 : 1.4	2 : 1.4
Al ₂ O ₃	17.14	14.88	α = 3	α = 3
Fe ₂ O ₃	1.53	5.31	β = 34	β = 36
FeO	1.71	—		
MnO	0.02	—		
MgO	0.73	0.85		
CaO	2.47	3.42		
Na ₂ O	4.37	4.47		
K ₂ O	4.29	4.05		
+H ₂ O	0.93	0.90		
-H ₂ O	0.36	—		
P ₂ O ₅	0.07	—		
	100.25	100.96		

Zwischen diesen zwei Gesteinen, welche an der unteren Grenze der Aziditen stehen, besteht nur der Unterschied, dass der Soborsiner Granit bei einer grösseren Alkalimenge einen kleineren Kieselsäuregehalt besitzt. Dies gleicht sich aber in den korrelativen Molekulargewerten im grossen und ganzen aus, den Kieselsäuregehalt betreffend verschiebt er sich sogar zu Gunsten des Soborsiner Gesteines. Der Grund hierfür ist der Unterschied zwischen der Monoxydmenge der beiden Gesteine (nach Umrechnung von Ferrioxyd). Ausserdem ist es für beide charakteristisch, dass bei dem fast 9% erreichenden Alkali-gehalt das CaO ca. 3% beträgt; das Alk : CaO-Verhältnis entspricht beim Soborsiner Gesteine der Verhältniszahl 3.5 : 1. Die Quantität des MgO entspricht den Granodioriten gleicher Azidität: im Soborsiner Gestein

¹ W. BRÖGGER: Die Eruptivgest. d. Kristianiageb., II. Math. Nat. Kl. Wid. Ak. Skr., 1895, p. 62.

ist das FeO 2·3-mal, das CaO aber 3·4-mal mehr, als das MgO. Beim Petroszer Gestein ist dieses Verhältnis ebenso charakteristisch.

In Anbetracht der LOEW. LESSING'schen Gruppenwerte stehen beide Gesteine zwischen der Adamellit- und Granodioritfamilie; diese Zwischenlage kann auf die Alkalienmenge zurückgeleitet werden.

Werte nach A. OSANN:

	<i>s</i>	<i>4</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
Soborsin	73·99	7·76	2·94	4·10	15·5	5·5	9	6·0	β
Petrosz	73·17	7·34	2·01	7·73	13	3·5	13·5	6·2	β

Auf Grund dieser Typenwerte kann man den Soborsiner Granit mit keinem der OSANN'schen Typen identifizieren und zwar infolge des eigentümlichen, aber für dieses Gestein sehr charakteristischen Verhältnisses der Kieselsäure und der Alkalien, namentlich $6A : s = 1 : 1·5$. Sehr gut passt er aber zwischen den 98. Amphibolgranitit von Conaticut, R. Y. (19. Typus: Huyseburger Häu) und den 279. Augitsyenit von Loon Lake N. Y. (47. Typ. Loon). Dies zeigt die granodioritische Beschaffenheit des Soborsiner Granites. Das Petroszer Gestein entspricht dem den 13. Typus vertretenden Amphibolgranite ganz gut (Nr. 80., Röd-klöw, Bornholm).

	<i>s</i>	A_6C_2F	<i>k</i>
Soborsin	73·99	56·54	1·3
Petrosz	73·17	56·99	1·28

Auch bei diesen Familienwerten kommt die Eigentümlichkeit dieser beiden Gesteine zum Vorschein und zwar fallen sie infolge dieser Werte einestells zwischen die Granit- und Syenitfamilien, anderseits zwischen die Granit- und Granodioritfamilien.

	<i>S</i>	<i>Al</i>	<i>F</i>	<i>Al</i>	<i>C</i>	<i>Alk</i>	<i>NK</i>	<i>MC</i>
Soborsin	24	3·5	2·5	15	4	11	6	2·9
Petrosz	24	3	3	13·5	5·5	11	6·2	2·6

Diese Parameter zeigen, dass beim Soborsiner Gestein das *Al* die $Alk + C$ Summe vollständig sättigt, während beim Petroszer auf Grund des $AlCAlk$ Verhältnisses geurteilt, viel CaO in das *F* hinüberkommt. Dies verursacht den grossen *F*-Gehalt, welcher aber in der systematischen Lage keine grossen Unterschiede hervorbringt. Der *NK*-Wert drückt jenes Verhältnis treu aus, welches wir auch beim János-Berger Granit gesehen haben, also den bedeutenden K_2O -Gehalt. Auf Grund dieser Parameter steht übrigens das Soborsiner Gestein dem 56. Granit von Kakequabic, Minn. am nächsten, während das Petroszer Gestein dem 195. Granodiorit von Silver Lake, Cal. entspricht, mit welchem auch das *NK*- und das *MC*-Verhältnis übereinstimmt. Wenn wir diese Parameter als Gruppenwerte betrachten, sehen wir, dass die Werte des Soborsiner Gesteins nur kleine Abweichungen von den Mittelwerten der gewöhnlichen Granitfamilie in der Richtung gegen die Grano-

dioritfamilie zeigen, während die Werte des Petroszer Gesteins nur im grossen und ganzen dem Granite entsprechen, sein *AlCalk*-Verhältnis aber den Werten des Alkalisyenits genau entspricht. Die Ursache hierfür ist das geringe Quantum des Al_2O_3 .

Molekularwerte nach P. NIGGLI:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>im</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
Soborsin	283	+63	43	16	11	30	·39	·29	4/5
Petrosz	274	+63	36	21	15	28	·37	·24	5

Die Werte des Soborsiner Granites entsprechen den granosyenitischen Magmagliedern, (sie sind beinahe ganz identisch mit den Werten des Granitporphyrs von Thunder), aber auf Grund einzelner seiner Werte nähert er sich auch dem granodioritischen Magma. Sein verwandtes Gestein, den Petroszer Adamellit, hat NIGGLI in das granodioritische Magma eingeteilt, aber es unterscheidet sich von den hierher gehörenden Gesteinen auf Grund des *c : alk*-Verhältnisses und besonders infolge des grossen *alk*-Wertes. Es passt beinahe besser in das adamellitische Magma, sowohl nach dem Typus dieses Magmas, als auch nach den Werten der hierher gehörenden Gesteine (10. Albulagranit, Engadin). Aber auch das ist eine Tatsache, dass auch im normalgranitischen Magma diesem Adamelite ganz nahe stehende, verwandte Glieder vorhanden sind, wie z. B. der 4. Amphibolgranitit von Nevada Falls.

Standardmineralien:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di</i>
Soborsin	17	26	37	12	8	—
Petrosz	17	24	36	8	8	7

Der Unterschied zwischen den beiden Gesteinen beim *an*-Werte wird dadurch verursacht, dass im Petroszer Gestein nicht genügend *al* zur Sättigung des *alk+c* vorhanden ist; dies verursacht auch das unbefugte Erscheinen des Diopsids. Auf Grund der in diesem normativen Mineralbestand angeführten Mineralien stehen beide Gesteine zwischen den Mitteltypen des granosyenitischen, yosemitischen und granodioritischen Magmas. Wenn wir aber einzelne verwandte Gesteine als Basis nehmen, dann gehört das Soborsiner Gestein mit den Gesteinen des granosyenitischen Magmas, das Petroszer aber mit denen des adamellitischen Magmas am engsten zusammen. Ich will hier noch darauf hinweisen, dass im Soborsiner Granite nach dieser Norm die Menge der höchst silifizierten Moleküle: der Alkalifeldspate bedeutend grösser ist, als im weiter oben besprochenen János-Berger Granite, (obzwar das Kali-Verhältnis beinahe genau gleich, der Wert von *alk* sogar grösser ist), — dass der János-Berger Granit saurer ist, besteht also eigentlich nur in der grösseren Menge der freien Kieselsäure, da der sich in dem Wert von *c* zeigende, geringe Unterschied nicht massgebend ist.

Granodiorit, Temesd.

Fundort die sich oberhalb des Dorfes Temesd, längs des Sumány-Baches hinziehende Masse. In diesem graulichbraunen, mittelkörnigen (3—5 mm) Gesteine herrscht der Plagioklas (hauptsächlich Ab_{80} bis Ab_{66}) und der Orthoklas; untergeordnet ist der Quarz. Der Orthoklas zeigte bei den qualitativen Untersuchungen einen reichlichen Na-Gehalt. Von den femischen Mineralien ist bedeutend mehr brauner Biotit, als grünlichbraune Hornblende vorhanden. Von den akzessorischen Bestandteilen herrscht der Titanit; Magnetit und Apatit ist wenig, Zirkon minimal vorhanden. Das Gestein analysierte Dr. K. EMSZT im Jahre 1926.

Ein ähnliches Gestein beschrieb P. ROZLOZNIK aus der Gegend von Vaskó (Bánát).¹ Nach seiner Beschreibung kann dieses Gestein als Typus der am weitesten verbreiteten Varietät, des orthoklasreicheren Banatits dienen. Die reine Orthoklassubstanz berechnet er mit 15·36%, erwähnt aber, dass sie infolge der mikropegmatitischen Verwachsung mit dem Albit etwas grösser ist. Der Durchschnittsplagioklas ist Ab_{62} , seine Menge ist nach der Berechnung 51·08%. Ausserdem ist in dem Gestein, welches ebenfalls Dr. K. EMSZT analysierte, ziemlich viel Quarz, dann Hornblende, Biotit, Magnetit, Hämatit, Apatit und Titanit vorhanden.

Originalanalysen :

Werte nach LOEW. LESSING :

	Temesd	Vaskó	Temesd	Vaskó
SiO ₂	62·54	64·85	R ₂ O : RO	RO ₂ : RO
TiO ₂	0·48	0·34	1 : 2	1 : 1·7
Al ₂ O ₃	16·83	16·67	$\alpha = 2·7$	$\alpha = 2·8$
Fe ₂ O ₃	0·34	2·81	$\beta = 43$	$\beta = 42$
FeO	3·75	1·96		
MnO	0·10	—		
MgO	2·25	1·87		
CaO	4·97	4·51		
SrO	0·03	—		
Na ₂ O	3·82	3·79		
K ₂ O	2·81	2·75		
+H ₂ O	1·23	0·52		
-H ₂ O	0·18	—		
P ₂ O ₅	0·33	—		
	99·66	100·07		

Beide sind neutrale Gesteine; der Vaskóer Granodiorit ist infolge seines grösseren Kieselsäuregehaltes und seines geringeren Gehaltes an Oxyden der zweiwertigen Metalle saurer. Das Verhältnis der Alkalien zum CaO ist im Temesder Granodiorite bis zur Verhältniszahl 1·3 : 1 gesunken. Das Verhältnis der Alkalien zu einander ist im Vergleiche zu den

¹ Mitt. a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt, Bd. XVI., p. 271., Budapest.

vorigen Gesteinen nur wenig, aber dennoch verändert u. zw. zu Ungunsten des K_2O , da $Na_2O:K_2O = 1:35:1$. Im Vaskőer Gestein ist das Verhältnis ziemlich ähnlich. Wenn wir nun die Analyse des Temesder Gesteins mit den in der Literatur vorkommenden Analysen der Granodiorite vergleichen, sehen wir, dass es in deren ausserordentlich mannigfaltiger Serie in Bezug auf die Menge sowohl der Kieselsäure, als auch der übrigen Bestandteile eine Mittelstufe einnimmt, wobei die Menge des CaO geringer, jene der Alkalien hingegen grösser ist, als in ähnlichen Granodioriten mit dem gleichen Kieselsäuregehalt.

Die LOEW. LESSING'schen Gruppenwerte entsprechen den Werten der Granodioritfamilie vollständig.

Werte nach A. OSANN:

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
Temesd	69·53	6·08	4·86	8·59	9·5	7·5	13	6·6	β
Vaskő	70·98	5·93	4·76	7·64	9·5	8	12·5	6·6	β

Den Vaskőer Granodiorit nahm OSANN als den Vertreter eines separaten Typus an (25). Zu diesem gehört auch das Temesder Gestein, welches diesem Typusvertreter wirklich nahe steht. In den Typuswerten steht es aber dem zum selben Typus gehörenden 175. Granodiorit von Kate Hayes Hill noch näher. Sowohl das $a:c (=1:27:1)$, als auch das $a:f (=0:73:1)$ zeigt an, dass das Temesder Gestein sowohl an Plagioklas, als auch an femischen Mineralien reicher ist, als der Soborsiner Amphibolgranitit. Auch der Alkalikoeffizient (*n*) verschob sich zu Ungunsten des K_2O .

	<i>S</i>	<i>Al</i>	<i>F</i>	<i>Al</i>	<i>C</i>	<i>Atk</i>	<i>NK</i>	<i>MC</i>
Temesd	22	3·5	4·5	14·5	7·5	8	6·6	3·9
Vaskő	22·5	3·5	4	14·5	7·5	8	6·6	3·6

Diese Parameter sind beinahe ganz identisch mit dem 210. Granodiorit von Lincoln, Cal., in welchem aber die relative Menge des CaO grösser ist, als die der Alkalien und unter den Alkalien der Wert des K_2O stärker in den Hintergrund gedrängt wird, als bei unseren Gesteinen; der *MC*-Wert aber beweist, dass das MgO beim 210. Granodiorit stärker in den Vordergrund tritt. Diese Parameter stimmen als Familienwerte genau mit den Werten der Granodioritfamilie überein. Aber ganz gut entspricht dem Granodiorite auch der Wert des Kieselsäurekoeffizienten (Temesd: $k = 1:27$, $A_6C_2F = 54:79$, $s = 69:53$), nur der Wert der die sämtlichen basischen Oxyde enthaltenden Atomgruppen (A_6C_2F) ist etwas grösser, als der Mittelwert der Granodiorite.

Werte nach P. NIGGLI:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>atk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
Temesd	227	+47	36	25	19	20	·32	·31	5
Vaskő	243	+63	37	25	18	20	·32	·43	5

Bei diesen Molekularwerten ist es vor allem eigentümlich, dass

obzwar im Temesder Gestein der Tonerdegehalt grösser, der *al*-Wert trotzdem geringer ist. Dies kommt davon, dass der Wert des $(\text{FeMg})\text{O} + (\text{NaK})_2\text{O}$ bedeutend grösser ist. Daraus entspringt auch der grosse Unterschied, welcher sich zwischen der *si*-Zahl der beiden Gesteine zeigt. In Verbindung damit veranlasst der grössere Wert des $(\text{MgFe})\text{O}$, dass obzwar der Alkaligehalt des Temesder Gesteines bedeutend grösser ist, der Wert der *alk*-Zahlen doch gleich bleibt. Beide Gesteine passen genau in das granodioritische Magma, wo das Vaskőer Gestein in NIGGLI'S Tabelle auch bereits vorkommt. Die Kali-Verhältnisse (*k*) sind bei beiden Gesteinen gleich, während das *mg*-Verhältnis beim Temesder Gestein, für dasselbe sehr charakteristisch, kleiner ist.

Standardmineraleien:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i>	<i>mt</i>	<i>di</i>
Temesd	15	17	32	20	13	3	
Vaskő	18	17	30	20	14	1	

Auch auf Grund dieser Norm passen sie sehr gut unter die Gesteine des granodioritischen Magmas, sie stimmen auch mit den typusvertretenden Mittelwerten überein, mit den Werten der einzelnen Glieder sind sie sogar vollkommen identisch.

Im amerikanischen System fallen beide Gesteine zwischen den Yellowstonos und Tonalos Subrang, was für sie sehr charakteristisch ist.

Granodiorit, Soborsin.

Fundort nördlich von Soborsin, am oberen Teile des Ripilor-Baches, wo er sich aus Amphibolgranitit (aus saurerem Granodiorit) entwickelt. Es herrscht darin Ab_{80} , Natronorthoklas ist weniger, Quarz viel weniger vorhanden. Der Orthoklas kommt auch in einzelnen grösseren Kristallen vor, welche sämtlich mikropertithitisch sind. Der braune Biotit ist mit der grünlichbraunen Hornblende gleich. Verhältnismässig gross ist die Menge des Titanits; der Magnetit, Apatit und Zirkon sind in normaler Menge, der Rutil spärlich vertreten. Korngrösse durchschnittlich 3 mm. Analysiert von Dr. K. EMSZT im Jahre 1926.

Mit ihm stimmt der quarzhältige Syenitdiorit vom Felvácser Mujersteinbruch (an der Grenze des Bihar- und Erz-Gebirges) ziemlich gut überein, der aus Dr. KARL V. PAPP'S Sammlung von ROZLOZSNIK beschrieben wurde.¹ Mineralische Zusammensetzung: Orthoklas, Oligoklas und Andesin, sehr wenig Quarz, Biotit (Meroxen), Augit (Diopsid), Magnetit, Titanit, Zirkon. Auch diesen hat Dr. K. EMSZT analysiert.

¹ Suppl. z. Földt. Közl., XXXV., p. 512–513. — Neuerdings: Mitteil. a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anstalt, Bd. XVI., p. 185–186.

Originalanalysen:

Werte nach LOEW. LESSING:

	Soborsin		Felváca		Soborsin		Felváca	
SiO ₂	61.98	59.98	61.98	59.98	R ₂ O:RO	1:2	R ₂ O.RO	1:2
TiO ₂	0.85	0.07	0.85	0.07		1:2		1:2
Al ₂ O ₃	17.16	14.79	17.16	14.79	α=2.7		α=2.6	
Fe ₂ O ₃	1.95	5.02	1.95	5.02	β=46		β=47	
FeO	3.32	3.25	3.32	3.25				
MnO	0.18	—	0.18	—				
MgO	2.50	2.14	2.50	2.14				
CaO	5.09	5.79	5.09	5.79				
BaO	0.03	—	0.03	—				
SrO	0.10	—	0.10	—				
Na ₂ O	4.12	3.77	4.12	3.77				
K ₂ O	2.67	3.04	2.67	3.04				
+H ₂ O	0.58	1.96	0.58	1.96				
-H ₂ O	0.27	—	0.27	—				
P ₂ O ₅	0.22	—	0.22	—				
	101.02	99.81	101.02	99.81				

Beide Gesteine gehören zu den an Kieselsäure ärmeren Gesteinen der Granodioritserie, aber an Alkalien sind beide beträchtlich reicher, als die gleichsauren Granodiorite im allgemeinen. Neben dem vermehrten CaO-Gehalt bewahrten die Alkalien ihre leitende Rolle, da beim Soborsiner Gestein das (NaK)₂O:CaO-Verhältnis = 1:3:1, beim Felvácaer = 1:2:1 beträgt. Diese Verhältniszahlen sind bei gleich sauren Granodioriten im allgemeinen kleiner, oder sie nähern sich wenigstens der Verhältniszahl 1:1. Das FeO:MgO-Verhältnis ist bei beiden ca. 1:4:1, erreichte also zu Gunsten des MgO noch immer jene Höhe nicht, welche bei gleich sauren Gesteinen allgemein ist. Eben dies charakterisiert die Gesteine der Drócsaer Granodioritreihe und wie es scheint, auch die Biharer und Banater gleichen Gesteine. Das Verhältnis des CaO zum MgO, welches bei den besprochenen Graniten im Mittel 3:1 war, ist hier im Mittel 2:4:1, also auch dieses charakteristische Verhältnis hat sich kaum verändert. Hier erwähne ich, dass dieses Verhältnis bei den sauersten (Mikrogranit) und basischesten (Diorit, Mikrodiorit) Gesteinen, die man in der Drócsaer granodioritischen Masse finden kann, nahe zu den Verhältniszahlen 1:1 steht. Auch dies zeigt den einigermaßen gelockerten Zusammenhang dieser in höherem Grade differenzierten Gesteine mit der granodioritischen Hauptmasse.

Die LOEW. LESSING'schen Gruppenwerte entsprechen der Granodioritfamilie ganz gut, die Zahl der Basenmoleküle aber stimmt mit den Quarztrappen überein.

Werte nach A. OSANN:

	s	4	C	F	a	e	f	n	Reihe
Soborsin	66.83	6.08	4.69	11.63	8	6.5	15.5	6.8	β
Felváca	66.55	6.19	3.45	14.17	8	4.5	17.5	6.5	β

Bei diesen Typenwerten zeigt den Reichtum an Oxyden der zweiwertigen Metalle der hohe Wert des F und f . Diese hohen Werte verursacht aber teilweise die geringe Menge der Tonerde, weil sie die Summe des $\text{Alk} + \text{CaO}$ nicht sättigen kann. Besonders ist dies im Felvácser Gestein der Fall. So hebt sich das Übergewicht der Alkalien über CaO noch schärfer hervor. Wenn wir diese Werte mit den OSANN'schen Typen vergleichen, sehen wir, dass das Soborsiner Gestein mit dem 133. Granodiorit von Hardscrabble Creek, Wash. (21. Typus: Mt. Stuart) vollkommen identisch ist, bei welchem aber der Wert des s etwas, der Wert des n aber bedeutend grösser ist, es ist also ein an K_2O (an Orthoklasmolekül) verhältnismässig ärmeres Gestein. Das Felvácser Gestein steht dem zu demselben Typus gehörenden 136. Augengranit von Flohult, Schweden, am nächsten. So stehen also auch hier diese beiden Gesteine nahe zu einander.

	s	A_0C_2F	k
Soborsin	66.83	57.49	1.17
Felváca	66.55	58.11	1.14

Diese Familienwerte bleiben ziemlich unter dem Mittelwerte der Granodioritfamilie, aber sie liegen noch gut im Rahmen der Granodiorite und hoch über den Mittelwerten der Dioritfamilie. Dies zeigt, dass beide Gesteine in die basischere Gruppe der Granodiorite gehören.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
Soborsin	21.5	3.5	5	14	8	8	6.8	4
Felváca	21.5	3	5.5	13	9	8	6.5	3.2

Diese Parameter geben ein viel treueres Bild des Verhältnisses der einzelnen Verbindungen zu einander. Wir sehen, dass das überflüssige, also das mit Al_2O_3 nicht sättigbare CaO im Felvácser Gestein in gerade doppelter Menge vorhanden ist, als im Soborsiner; wir sehen ferner, wie wenig das MgO in diesen Gesteinen ist, die übrigens einen ziemlich geringen Kieselsäuregehalt haben. Auf Grund dieser Parameter stimmt das Soborsiner Gestein mit dem 216. Granodiorit von Hardscrabble Creek, Wash. genau überein, der Wert des Felvácser Gesteins aber entspricht der mittleren Zusammensetzung der Erdkruste nach Clarke (20a). Ebenfalls auf Grund dieser Parameter stimmen sie mit den Mittelwerten der Granodioritfamilie gut überein, nur der Wert des S ist ein wenig kleiner.

Molekularwerte nach P. NIGGLI:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
Soborsin	202	+28	32.5	31	18	18.5	.30	.36	4
Felváca	200	+26	29	32	20.5	18.5	.32	.33	4

Wichtig ist hier neben der kleinem si -Zahl das $al:fm$ -Verhältnis, welches ca. 1:1 beträgt. Auf Grund dessen gehören sie zu dem sich an das granodioritische Magma unmittelbar anschliessenden opdalitischen

(quarzmonzonitischen) Magma, obzwar sie auch zum granodioritischen Magma eine sehr nahe Verwandtschaft zeigen, insbesondere auf Grund der *k*- und *mg*-Verhältnisse. Es ist also am richtigsten, wenn man sie zwischen das opdalitische und das granodioritische Magma stellt. Das *k*-Verhältnis zeigt, dass die Menge der Orthoklasmoleküle in diesen Gesteinen noch immer sehr beträchtlich ist. Die nahe Verwandtschaft des Felvácser Gesteins zu den Drócsaer Gesteinen beweist sowohl die Kali-Zahl, als auch die *mg*-Zahl.

Standardmineralien:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy ml</i>	<i>di</i>
Soborsin -- -- --	10	16	33	18	17	6
Felvácsa -- -- --	9	16	34	14	14	13

Die bei diesen Serien der magmatischen Mineralien der beiden Gesteine sichtbare, geringe Abweichung wird durch die bereits erwähnte Tonerdedifferenz verursacht. Diese bringt die kleinere Menge des Anorthits und die grössere des Diopsids mit sich. Trotzdem fällt die ganz nahe Verwandtschaft sofort auch bei dieser idealen mineralischen Zusammensetzung auf, welche am Mittelwege zwischen dem opdalitischen und dem quarzdioritischen Magmatypus steht. Während wir aber unter den quarzdioritischen Magmagliedern kein vollkommen identisches Gestein finden, kommen unter den das opdalitische Magma vertretenden Gesteinen mehrere solche vor. Es gibt aber gleich zusammengesetzte Gesteine auch im granodioritischen Magma.

Im amerikanischen System fallen beide Gesteine zwischen den Tonalit und Dazit (Tonalos und Dacos Subrang).

Quarzdiorit, Soborsin.

Dieser Quarzdiorit von ziemlich basischer Art stammt aus der Gemarkung von Soborsin, aus dem oberen Teile des Fertyó-Baches, wo er aus dem Granodiorit sich langsam entwickelnd, dessen dünnen, äusseren Rand bildet. Das Gestein dieses Vorkommens wird dadurch charakterisiert, dass der Quarz darin nicht sehr gleichmässig verteilt ist. Unter den beinahe immer zonaren Plagioklasen herrscht Ab_{55} , aber vom Ab_{80} bis zum Ab_{50} ist jeder Übergang vorhanden; in einigen Fällen beobachtete ich auch eine dünne Orthoklashülle um den Plagioklas. Von den femischen Mineralien herrscht der braune Biotit vor, bedeutend weniger ist die grünlichbraune Hornblende, sehr wenig der helle Augit. Verhältnismässig reichlich ausgeschieden ist der Magnetit und der Titanit, in geringer Menge, doch ständig kommt der Apatit vor. Auch die frischesten Exemplare enthalten mehr-weniger Epidot, welcher nachweisbar fremder Einschluss ist.

Ein etwas saureres, aber sehr ähnlich zusammengesetztes Gestein

beschrieb P. ROZLOZSNIK als an Quarz armen Quarzdiorit aus dem Bánáte südlich von Ósopot, von dem Gipfel der Tilva Nalta.¹ Nach seiner Beschreibung herrscht darin Ab_{54} — Ab_{48} vor, welcher manchmal auch porphyrisch ist. Der Quarz ist die untergeordnete Mesostase; stellenweise kommt auch Orthoklas vor. Es enthält viel grünlichbraune Hornblende und Magnetit, ausserdem Apatit. ROZLOZSNIK erwähnt noch den Pyrit und den Epidot.

Beide Gesteine analysierte Dr. K. EMSZT und zwar das Soborsiner Exemplar im Jahre 1926.

Originalanalysen :			Gruppenwerte nach LOEW. LESSING :		
	Soborsin	Ósopot	Soborsin	Ósopot	
SiO ₂	55·98	57·49	$R_2O:RO$	$R_2O:RO$	
TiO ₂	0·88	0·28	1:4	1:4·4	
Al ₂ O ₃	18·00	17·18	$\alpha = 2·0$	$\alpha = 2·0$	
Fe ₂ O ₃	4·52	5·45	$\beta = 58$	$\beta = 55$	
FeO	5·51	6·18			
MnO	0·16	Sp.			
MgO	2·87	3·23			
CaO	7·24	5·35			
SrO	0·05	—			
Na ₂ O	3·63	2·59			
K ₂ O	0·93	1·59			
+ H ₂ O	0·57	0·35			
- H ₂ O	0·33	—			
P ₂ O ₅	0·14	0·02			
	100·81	99·71			

Wenn wir die Daten der Analyse des Soborsiner Gesteines näher untersuchen, sehen wir, welcher ein grosser Unterschied zwischen den oben besprochenen Gesteinen und diesem Quarzdiorit besteht. Wir haben das Gefühl, als ob hier in der Serie der Drócsaer Gesteine eine beträchtliche Lücke offen geblieben wäre. Eine allgemeine Eigenschaft der obigen Gesteine war der Reichtum an K₂O und hier beim Soborsiner Quarzdiorit sinkt seine Menge plötzlich tief unter die normale. Es ist unleugbar, dass vom Amphibolgranitit (Granodiorit) des Soborsiner Cukor-Berges abwärts, in der Serie eine langsame, aber ständige Abnahme des absoluten und relativen Wertes vom K₂O wahrzunehmen ist, aber hier können wir bestimmt einen Sprung fühlen. Gegen den weiter unten folgenden Diorit und Mikrodiorit schreitend, wird die Verminderung des K₂O wieder eine langsame und allmähliche. Zur Ausfüllung dieser ganz deutlich sichtbaren Lücke wären weitere Granodiorit-Quarzdioritanalysen notwendig, um Belege für jenen Zusammenhang und Übergang zu liefern, welcher, — in der Natur als Folge der langsamen

¹ Mitteil. a. d. Jahrb. d. Kgl. Ung. Geol. Anst., Bd. XVI., p. 294., Budapest.

und allmählichen Entwicklung, — die mineralische Zusammensetzung betreffend aber durch die Untergeordnetheit des Quarzes, die grosse Menge des Titanits, die Qualität der Feldspate und femischen Mineralien, ihr Verhältnis zu einander etc., etc. zwischen dem Granodiorit und dem Quarzdiorit tatsächlich besteht.

Das Soborsiner Gestein gehört seinem Kieselsäuregehalt nach zu den basischen Quarzdioriten. Quarzdiorite von ganz derselben Zusammensetzung kennen wir, — von anderen Orten abgesehen, — aus dem Südpolargebiete (PELIKAN: Res. du voy. d. S. I. Belgien 1897—1899. Anvers, 1909); aber wir kennen auch viel basischere Quarzdiorite (Wales, Madison, Montana, Schlesien etc., etc.) in der Literatur. Ich halte es aber für nötig zu erwähnen, dass sich, trotz der plötzlich verminderten Menge des K_2O , verwandtschaftliche Beziehungen zwischen dem Quarzdiorit und den Gliedern der Drócsaer Granodioritreihe nachweisen lassen. Eine solche ist z. B. das $MgO:FeO$ -Verhältnis, welches ca. 1:2, dann das $MgO:CaO$ -Verhältnis, welches beinahe 1:3 beträgt. Die Menge der Alkalien ist 4·5%, das Gestein passt also sehr gut an das Ende der Drócsaer granodioritischen Serie. Diese Eigentümlichkeiten finden wir beim nahe verwandten Ósopoter Quarzdiorite nicht, welcher infolge seines grösseren Eisen-, Mg- und kleineren Alkaligehaltes nur wegen seiner etwas grösseren Kieselsäuremenge saurer ist.

Auf Grund der LOEWINSON LESSING'schen Werte stehen beide Familien zwischen den Quarzdiorit- und den Dioritfamilien.

Werte nach A. OSANN:

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
Soborsin	61·88	4·47	7·10	14·95	5	8	17	8·6	α
Ósopot	63·31	3·87	6·29	15·45	4·5	7·5	18	7·2	β

Auf Grund dieser Typenwerte sieht man noch besser, dass sich die saurere Beschaffenheit des Ósopoter Gesteins nur auf die grössere Quantität des *s* bezieht, weil die uns über die Menge der farbigen Metasilikate informierende *F*-Atomgruppe samt den Alkalien das Gegenteil zeigt. Dies hebe ich deswegen hervor, weil ein geringer granodioritischer Charakter beim Soborsiner Gestein sich nur hier zeigt, während z. B. das Alkaliverhältnis (*n*) eben das Gegenteil: die Entfernung von der granodioritischen Serie zeigt. Hier ist im Gegensatz zur β - (und in einem Falle zur γ -) Reihe der granodioritischen Gesteine bereits ein Na_2O -Übergewicht vorhanden. Auch dies zeigt, dass hier, in der Serie der Drócsaer Gesteine eine Lücke offen ist, welche nur durch neuere Analysen ausgefüllt werden kann.

	<i>s</i>	A_0C_2F	<i>k</i>
Soborsin	61·88	55·97	1·10
Ósopot	63·31	51·21	1·23

Diese Familienwerte zeigen genau dasselbe, wie die LOEW. LESSING'schen Gruppenwerte, nämlich die starke Annäherung zu den quarzfreien Dioriten, besonders seitens des Soborsiner Gesteins, was für letzteres eben charakteristisch ist.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
Soborsin	19.5	3.5	7	14.5	10	5.5	8.6	3.5
Ósopot	19.5	3.5	7	15.5	9	5.5	7.2	4.5

Bei diesen Parametern ist es interessant, dass das Soborsiner Gestein trotz seines geringeren Kieselsäuregehaltes das gleiche *SALF*-Verhältnis aufweist, wie das Ósopoter, weiters, dass sein *Al*-Wert, trotz seiner ursprünglich grösseren Tonerdemenge, im *SALF*-Verhältnis ein ebensolcher, im *AlAlk*-Verhältnis sogar kleiner, als beim Ósopoter Quarzdiorit ist. Dies wird dadurch verursacht, dass im Soborsiner Gestein die Menge des CaO, resp. des CaO + Alkalien auch verhältnismässig bedeutend grösser ist, als der proportionierte Wert der Tonerde (Al_2O_3).

AlO₃ : CaO : (NaK)₂O

Die Zahlen im Gestein von Soborsin im Verhältnis zum Ósopoter: 1:0442:1:3512:1:1550

Die Zahlen im Gestein von Ósopot im Verhältnis zum Soborsiner: 0:9576:0:7400:0:8657

Der Tonerdegehalt (Al_2O_3) der beiden Gesteine steht also viel näher zu einander als der CaO- und der Alkaligehalt. Wenn wir diese Parameter mit den Mittelparametern der Gesteinsfamilien vergleichen, so sehen wir, dass sie den Dioritwerten am nächsten stehen.

Molekularwerte nach P. NIGGLI:

	si	q:	al	tm	c	alk	k	mg	m
Soborsin	165	+19	30.5	35.5	22	12	14	34	4
Ósopot	173	+31	30.5	42	17	10.5	28	34	3/4

Beim *al*-Werte der beiden Gesteine wird (im Gegensatz zum OSANN'schen *AlAlk*-Verhältnisse) die Differenz durch die grössere Menge der im Ósopoter Quarzdiorite eingeschalteten Monoxyde ausgeglichen, auffallend bleibt aber die Differenz zwischen dem Alkali- und CaO-Gehalt der beiden Gesteine. Auf Grund dieser Werte passen beide Gesteine etwas besser in das tonalitische, als in das normaldioritische Magma. Letzterem nähert sich besonders das Soborsiner Gestein durch den geringen Wert des Kali-Verhältnisses (*k*).

Standardminerale:

	qu	or	ab	an	hy ml	di
Soborsin	8	5	33	27	23	4
Ósopot	12	9	23	25	31	—

Quarz ist im Soborsiner Gestein zuwenig vorhanden, aber dies halte ich für direkt wichtig und charakteristisch, da hier das Grenzgebilde eines quarzarmen Gesteins: des Granodiorites vom Drócsaer Typus vorliegt. Auf Grund dieser magmatischen Mineralien steht das Soborsiner Gestein zwischen den Typen der Quarzdiorit- und Dioritfamilien und das Ósopoter Gestein zwischen den Typen der Quarzdiorit- und Tonalitfa-

milien. Die Menge der femischen Mineralien weist aber bei beiden auf die Diorite hin.

Im amerikanischen System fallen beide Gesteine in den Tonalos Subrang, was also ihrer systematischen Lage gut entspricht.

Diorit, Temesd.

Ober dem Dorfe Temesd, in dem sehr interessanten Aufschluss des Kopasz-Baches kommt dieses mittelkörnige (Korngrösse durchschnittlich 2—3 mm), dunkelgraue Gestein vor, dessen vorherrschender Feldspat hauptsächlich Ab_{50} bis Ab_{60} ist; aber es kommen auch saurere vor. Es enthält ziemlich viel grünlichbraune Hornblende, wenig rotbraunen Biotit, noch weniger hellen Augit. Es enthält verhältnismässig viel Magnetit, Titanit und Apatit; der Titanit ist ganz so, wie in den Granodioriten und bildet manchmal auch grosse Kristalle.

Von den analysierten Dioritarten der Granodioritgebiete der Grenzgebirge steht ihm das von P. ROZLOZNIK unter dem Namen Gabbrodiorit aus dem Bánáte beschriebene Gestein am nächsten.¹ Dieses Gestein kommt neben Oravicabánya, am Südabhange der Tilva Mica, in der Nähe des Mauthauses vor. Vorherrschend ist darin der Plagioklas: Ab_{13} bis Ab_{70} , sein femisches Mineral ist die braune Hornblende, stellenweise mit Augiteinschlüssen, akzessorisch enthält es viel Magnetit und Apatit. Es ist also dem Temesder Diorit sehr ähnlich.

Beide Gesteine analysierte Dr. K. EMSZT und zwar das Temesder Gestein im Jahre 1926.

Originalanalyse:

Gruppenwerte nach LOEW. LESSING:

	Temesd	Oravica	Temesd	Oravica
SiO ₂	51.28	51.65	R ₂ O:RO	R ₂ O:RO
TiO ₂	0.75	0.54	1:5	1:4
Al ₂ O ₃	17.23	16.33	$\alpha = 1.7$	$\alpha = 1.7$
Fe ₂ O ₃	5.71	4.68	$\beta = 71$	$\beta = 70$
FeO	5.66	5.73		
MnO	0.18	0.20		
MgO	5.03	4.75		
CaO	7.97	8.02		
BaO	0.02	—		
SrO	—	0.05		
Na ₂ O	3.86	3.97		
K ₂ O	0.36	1.57		
+H ₂ O	1.24	2.16		
-H ₂ O	0.33	—		
P ₂ O ₅	0.43	0.10		
	100.05	99.75		

¹ Mitteil. a. d. Jahrbuch d. K. Ung. Geol. Anstalt, Bd. XVI., pag. 261—262., Budapest.

Auf Grund der Daten der Analyse geurteilt, gehören beide Gesteine zu den basischeren Dioritarten. Auch diese zeigen, ebenso wie die hiesigen Quarzdiorite, mit den gleichnamigen Gesteinen des Südpolaregebietes eine sehr nahe Verwandtschaft, solche wurden aber auch von den Dioritgehenden von Kalifornien, Massachusetts, Schottland, der Bretagne usw. besprochen. Überall wurden sie unter dem Namen Diorit beschrieben. Der MgO-Gehalt entspricht in beiden der bei den Dioriten gewöhnlichen Menge. Das MgO:FeO-Verhältnis entspricht im Temesder Gestein beiläufig den Zahlen 1:1, das MgO:CaO-Verhältnis aber den Zahlen 1:1.5. Beinahe ebenso ist das Verhältnis auch beim Oravicaer Gestein, in welchem aber die Menge der Alkalien grösser ist und welches dementsprechend auch mehr Kieselsäure enthält.

Nach den LOEW. LESSING'schen Werten gehören sie in das erdalkalische Magma der Basite und entsprechen von den angeführten Familien am besten den Dioriten, obzwar sie etwas basischer sind als der Mittelwert der Dioritfamilie.

Werte nach A. OSANN:

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
Temesd	56.86	4.35	6.77	20.9	4	6	20	9.3	a
Oravica	57.40	5.34	5.25	21.42	5	5	20	7.9	a

Auf Grund dieser Typenwerte fällt das Temesder Gestein mit dem 331. Augitdiorit von der Insel Moreno, Südpolaregebiet (52. Typ. Hippeln) zusammen; das Oravicaer Gestein gehört in den 51. Typus: Gröba, wo es unter der Zahl 320. bereits vorkommt und wo es mit dem 318. Hornblendeglimmerdiorit von Mt. Belmont, Montana, übereinstimmt. Das Temesder Gestein bewahrt in dieser Serie seine Selbständigkeit, den grossen Wert des Alkalikoeffizienten betreffend. Die grosse Menge des CaO kommt deshalb nicht genügend zur Geltung, weil die Tonerde es nicht genügend sättigen kann, als evidentes Zeugnis dessen, dass Augit im Gestein vorhanden ist.

	<i>s</i>	A_6C_2F	<i>k</i>
Temesd	56.86	60.54	.94
Oravica	57.40	63.96	.90

Bei diesen Familienwerten ist der Kieselsäurekoeffizient im Oravicaer Gestein kleiner, weil die Menge der Alkalien bedeutend grösser ist. Ansonsten entsprechen sie gut den Werten der Dioritfamilie.

	<i>S</i>	<i>Al</i>	<i>F</i>	<i>Al</i>	<i>C</i>	<i>Alk</i>	<i>NK</i>	<i>MC</i>
Temesd	18	3.5	8.5	13.5	11.5	5	9.3	4.7
Oravica	18	3.5	8.5	12.5	11.5	6	7.9	4.5

Auf Grund der Parameter stimmt das Temesder Gestein mit dem 261. Augitdiorit von Stony Mt. Col. vollkommen überein, obzwar der

winzige Kali-Gehalt auch hier auffällt. Das Oravicaer Gestein unterscheidet sich von ihnen nur durch seine etwas grössere Alkalimenge. Was aber die Gruppenwerte betrifft, nehmen beide genau den Mittelplatz zwischen den Familien der Diorite und der saureren Gabbros ein, besonders wegen den *NK*- und *MC*-Werten.

Werte nach P. NIGGLI:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
Temesd	132	8	26	42	22	10	05	45	4
Oravica	134	16	25	40	22.5	12.5	20	45	4

Auf Grund dieser Molekularwerte stimmen beide Gesteine mit dem in das normaldioritische Magma gehörenden 14. Diorit von Lavia, Finnland überein, aber ebenso entsprechen sie den einzelnen, in das gabbrodioritische Magma gehörenden Gliedern, besonders dem 6. Gabbrodiorite nach H. H. Robinson. Wir können also beide Gesteine zwischen das normaldioritische und das gabbrodioritische Magma stellen.

Standardmineraleien:

	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>ky</i>	<i>mt</i>	<i>di</i>	<i>ol</i>
Temesd	2	33	28	17	12	8	
Oravica	10	33	22	2	16	17	

Diese Serie der magmatischen Mineralien entspricht natürlich den bei den Molekularwerten erwähnten, verwandten Gesteinen; wenn wir sie aber mit den Typenmitten der einzelnen Gesteinsgruppen vergleichen wollen, so müssen wir sie unbedingt unter die Gabbrodiorite reihen, schon wegen dem Olivinmolekül, welches im Oravicaer Gestein besonders gross ist, (vielleicht wegen des grossen Hornblendegehaltes); die Grösse des Albitmoleküls weist aber gegen den Diorit hin und entspricht im allgemeinen den dioritischen Gesteinen. Die grosse Olivinmenge im Oravicaer Diorit wird von der Summe der Alkalien veranlasst; dasselbe verursacht auch die verschwindend geringe Menge des Hypersthens.

Im amerikanischen System gelangt das Temesder Gestein in den Bando-, das Oravicaer in den Andos-Subrang, also beide fallen mit dem Andesit zusammen, was ihrer mineralischen Zusammensetzung gut entspricht.

Mikrodiort, Temesd.

Dieses feinkörnige Gestein habe ich am östlichen Abhange des Temesder Cruci-Berges gesammelt, wo es den äussersten Teil des dioritischen Randes der Granodioritmase von Seiten des Diabases vertritt. Dies ist eine dunkelgraue, panidiomorph-körnige Randfazies, mit einer durchschnittlichen Korngrösse von 0.5 mm. Der mit den feinschen Mine-

ralien beiläufig gleiche Feldspat ist vorherrschend Ab_{53} und bewegt sich zwischen Ab_{60} und Ab_{42} . Unter den femischen Mineralien herrscht überwiegend die grünlichbraune Hornblende vor, viel weniger ist der dunkelbraune Biotit und der helle Augit. Verhältnismässig sehr reichlich ist der Magnetit und der Titanit vorhanden, der Apatit ist minimal, der Hämatit vermehrt sich stellenweise sehr.

Ein ähnliches Gestein beschreibt P. ROZLOZNIK unter dem Namen Gabbrodiorit aus dem Bánáte, dessen Fundort „Oravicabánya, Fuhrwesenweg, neben dem Werksteich“ ist.¹ Seine Korngrösse ist 1–2 mm, seine Textur gabbroidal. Er besteht wesentlich aus Plagioklas (Ab_{32} – Ab_{44}) und Augit, zu welchen sich Hornblende und Hypersthen gesellen; seine akzessorischen Mineralien sind viel Magnetit und Apatit.

Beide Gesteine analysierte Dr. K. EMSZT und zwar das Temesder Gestein im Jahre 1926.

Originalanalysen :

Gruppenwerte nach LOEW. LESSING :

	Originalanalysen :		Gruppenwerte nach LOEW. LESSING :	
	Temesd	Oravica	Temesd	Soborsin
SiO ₂	49.51	47.41	$R_2O : RO$	$R_2O : RO$
TiO ₂	1.43	0.63	1 : 11	1 : 9.7
Al ₂ O ₃	14.69	20.20	$\alpha = 1.64$	$\alpha = 1.38$
Fe ₂ O ₃	3.19	4.51	$\beta = 83$	$\beta = 85$
FeO	8.75	9.85		
MnO	0.24	—		
MgO	8.66	2.83		
CaO	9.38	10.99		
BaO	0.02	—		
SrO	0.10	—		
Na ₂ O	2.64	2.29		
K ₂ O	0.13	0.43		
+H ₂ O	1.65	0.21		
—H ₂ O	0.32	—		
P ₂ O ₅	Spur	—		
	100.81	99.35		

Im Temesder Gestein sind die die granodioritischen Gesteine charakterisierenden Eigenschaften schon ganz verschwommen. Das MgO : FeO-Verhältnis wurde bereits 1:1, beinahe so ist auch das MgO : CaO-Verhältnis. Es ist interessant, dass beim Oravicaer Gestein diese charakteristischen Eigenschaften noch vorhanden sind, trotz seiner grösseren Basizität. Wenn wir die in der Weltliteratur vorkommenden Diorite durchsehen, nehmen wir wahr, dass man das Temesder Gestein noch irgendwie in die Gruppe der basischen Diorite einreihen könnte, (solche sind von den Dioritgebieten des Odenwald, von Madison, Montana, Colorado, etc. beschrieben), das Oravicaer Gestein hat aber schon einen stark gabbroidalen Charakter. Wenn wir aber

¹ Mitteil. a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anst., Bd. XVI., pag. 263–264.

beim Temesder Gestein z. B. die grosse Menge des MgO und besonders die geringe Menge des K₂O in Betracht ziehen, so bleibt uns kein Zweifel über den gabbroidalen Charakter auch dieses Gesteins. Auch nach den LOEWINSON LESSING'schen Gruppenwerten stehen sie dem Gabbro bedeutend näher als der Dioritfamilie. Nach all dem kann man sie selbst im besten Falle nur als Gabbrodiorite betrachten.

Werte nach A. OSANN:

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
Temesd	53·38	2·78	6·32	28·42	2·5	5	22·5	9·6	<i>a</i>
Oravica	53·29	2·77	10·45	20·27	2·5	9·5	18	8·8	<i>a</i>

Auf Grund dieser Typenwerte zeigt sich das Temesder Gestein in gewisser Hinsicht als noch basischer, wie das Oravicaer, weil in ihm die feldspatbildenden Moleküle neben dem femischen Kern viel mehr in den Hintergrund gedrängt werden. Der hohe Wert von *e* beim Oravicaer Gestein kann auf die grosse Menge der Tonerde zurückgeführt werden, hingegen beim Temesder Gestein ist die auf das *F* entfallende Menge des CaO um vieles grösser. Dieses Verhältnis wird bei den folgenden Umrechnungen noch stärker hervortreten. Obzwar beim Temesder Gestein der grosse Wert des Alkalikoeffizienten (*n*) auf Gabbro schliessen lässt, stimmt er doch auf Grund seiner übrigen Werte mit dem 504. Diorit von Hump Mt. N. C (38. Typus: Kunstmannstal) beinahe völlig überein. Ein ebenfalls naher Verwandter ist der 488. Diorit von Dürkenersdorf, Lausitz (82. Typ. Malgola), mit welchem er auch sogar im *n*-Werte beinahe gänzlich übereinstimmt. Das Oravicaer Gestein hingegen ist zum 89. Typus: Birch Lake unter Nr. 542. eingereiht. In diesem Typus steht es dem 544. Hornblendegabbro von Beaver Creek, Cal. am nächsten und stimmt mit ihm beinahe genau überein.

	<i>s</i>	<i>A₆C₂F</i>	<i>k</i>
Temesd	53·38	57·74	·92
Oravica	53·29	57·79	·92

Auch diese Typenwerte stimmen bei diesen beiden verwandten Gesteinen überein, welche auf Grund dessen zwischen die Diorit- und Gabbrofamilie fallen, aber der letzteren näher stehen.

	<i>S</i>	<i>Al</i>	<i>F</i>	<i>Al</i>	<i>C</i>	<i>Alk</i>	<i>NK</i>	<i>MC</i>
Temesd	16·5	3	10·5	12	14	4	9·6	5·6
Oravica	16·5	4	9·5	13·5	13·5	3	8·8	2·7

Auf Grund dieser Parameter stimmt das Temesder Gestein mit dem 285. Hornblendenorit von Mt. Prospect, Connecticut gänzlich überein, während das Oravicaer dem 290. Hornblendegabbro von Crystall Falls, Mich. zukommt. Der Unterschied zwischen unseren und den ihnen ver-

wandten Gesteinen besteht nur im Werte des *NK*-Verhältnisses, welches bei letzteren etwas kleiner ist, es ist also kein so grosses Na_2O -Übergewicht vorhanden. Bei unseren beiden Gesteinen ist es für das *AlCalk*-Verhältnis charakteristisch, dass das *Al* die Summe *C*+*Alk* nicht binden kann, es sind daher in dieser Beziehung mit Tonerde ungesättigte Gesteine, was in diesem Falle auf die grössere Menge der *CaO*-enthaltenen femischen Mineralien hinweist. Wenn man die Mittelwerte einzelner, bei OSANN aufgeführter Gesteinsfamilien betrachtet, kann man auf Grund dieses Parameters diese beiden Gesteine eher in die Familie der saureren Gabbros, als in die der basischen Diorite einreihen, besonders auf Grund des *Al*:*C*-Verhältnisses. Ansonsten sind es typische Alkalikalk-(pazifische)-Gesteine.

Molekularwerte nach P. NIGGLI:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>ol</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>m₁</i>	<i>m</i>
Temesd	115	-9	20	51.5	22.5	6	.05	.57	4
Oravica	113	11	28	38	28	6	.12	.28	5

Die Veränderung den vorigen Dioriten gegenüber zeigt das Verhältnis von *al*:*c* am besten. Die *fm*-Zahl ist besonders beim Temesder Mikrodiorit gross und zeigt mit der *mg*-Zahl in Verbindung wirklich auf ein gabbroidales Gestein. Beim Oravicaer Gestein ist sowohl das *al*:*c*, als auch das *c*:*fm*-Verhältnis normaler. Der Temesder Mikrodiorit stimmt mit dem im gabbrodioritischen Magma am Ende der Serie stehenden „23. Dichter Gangdiorit von Ober-Ramstadt, Odenwald“ am besten überein, aber ebenso stimmt er auch mit dem an der Spitze des normalgabbroiden Magmas stehenden 3. Norit von Elisabethtown, N. Y. überein. Weil er aber dem Typus des normalgabbroiden Magmas bedeutend näher steht, als dem Typus des gabbrodioritischen Magmas, kann man ihn eher als ein gabbroidales Magmaglied betrachten. Das Oravicaer Gestein reihte NIGGLI in das ossipit-gabbroide Magma ein, wo es infolge der Grösse der *al*-Zahl auch gut hinpasst, wengleich die *fm*-Zahl für dieses Magma sehr gross ist.

Standardmineralien:

	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy ml</i>	<i>di</i>	<i>ol</i>
Temesd	1	21	26	23	16	13
Oravica	3	20	41	9	11	16

Auf den ersten Blick fällt die grosse Armut an Orthoklasmolekül auf, was sogar bei den gabbrodioritischen und gabbroiden Magmen eine Seltenheit ist. Im Temesder Gestein ist die Summe der magmatischen Metasilikate 52%, während sie im Oravicaer nur 36% beträgt. Das Oravicaer Gestein ist also an Feldspat sehr reich, was sein Beschreiber auch hervorhebt. So passt es auch auf Grund der Standardmineralien ganz gut unter die ossipitischen Gesteine, in deren Mitteltypus die Feldspatquantität 70% beträgt, das Übergewicht des Anorthits ist aber nicht so gross, wie

im Oravicaer Gestein. Das Temesder Gestein ist auf Grund der Norm etwas schwer zu placieren, da man von den Mittelwerten der Typen ausgehend, darin ebensoviele gabbrodioritische als gabbroidale Züge findet; wenn man aber die Norm der einzelnen Magmaglieder betrachtet, findet man sowohl im einen, als im anderen Magma Gesteine identischer Gestaltung. Es ist also offenkundig, dass das Temesder Gestein der Norm nach in der Mitte zwischen den Typen der normalgabbroidalen und gabbrodioritischen Magmen steht.

Im amerikanischen System fällt das Temesder Gestein in den Auvergnos Subrang, kommt aber mit dem Auvergnier Amphibolbasalt an die gleiche Stelle, während das Oravicaer im Hessos Subrang das Schwestergestein des Gabbros von Hessen-Darmstadt darstellt.

*

Zur Erkenntnis der chemischen Natur des Drócsaer Granodioritischen Zuges war es unbedingt notwendig, auch von den Gesteinen der in so grosser Anzahl vorkommenden und mannigfaltigen Gänge und Dykes chemische Analysen zu erlangen. Leider ist das chemische Laboratorium meines Institutes noch nicht so ausgerüstet, dass wir dort quantitative Analysen ausführen könnten, die Liebenswürdigkeit der K. Ung. Geologischen Anstalt wollte ich auch nicht gar zu sehr ausnützen, weshalb ich mir nur die Analysen jener granitoporphyrischen Arten dieser mannigfaltigen Gänge und Dykes erbat, die infolge ihrer ausserordentlichen Häufigkeit nicht nur sehr charakteristisch sind, sondern auch wegen ihrer mächtigen Ausdehnung bezüglich der Gestaltung der ganzen Masse gute ergänzende Daten liefern. Zu diesen granitoporphyrischen Gängen nahm ich den Mikrogranitporphyr des Köveser Grohotiu-Berges hinzu, um auch diesen, in der Drócsa so verbreiteten Typus zu fixieren.

Zur gänzlichen Erkenntnis des Differentiationsganges wäre es jedenfalls gut, ja sogar notwendig, die chemische Natur der Gesteine der sehr mannigfachen aplitischen, lamprophyrischen Gänge zu untersuchen. Im gegenwärtigen Falle aber, als ich unter den Gesteinen die beschränkte Anzahl der zu analysierenden auswählen musste, hielt ich behufs Erkennung der ganzen Masse die obigen für die wichtigsten.

Mikrogranitporphyr, Köves.

Fundort der oberste Teil des zwischen Felsőköves und Soborsin sich erhebenden Grohotiu-Berges, wo er sich mit allmählichem Übergang unmittelbar aus dem Granit entwickelte. Das Grundgewebe des analysierten, gelblichbraunen Gesteins hat eine durchschnittliche Korngrösse von 0.3 mm und ist typisch mikrogranitisch. Sein vorherrschendes Mineral ist der Feldspat: Orthoklas und Ab₁₀₀ bis Ab₈₂. Die Menge des Quarzes ist auch im Grundstoffe untergeordnet, unter den Einsprenglingen findet man kaum hie und da ein stark resorbiertes Relikt. Die

Gesamtmenge der übrigen Mineralien: des Biotits, Titanits, Magnetits, Rutil, Zirkons und Apatits ist gering, obwohl der Titanit gut gestaltete Kristalle bildet. Dieses Gestein wurde von Dr. K. EMSZT im Jahre 1926 analysiert.

Aus dem Bihar-Gebirge kenne ich die Analyse zweier sehr nahe verwandter Gesteine. Das eine ist ein Mikrogranitporphyr, das zweite ein Rhyolith, beide aus dem Dragán-Tale und durch J. v. SZÁDECZKY beschrieben.¹ Dieser Mikrogranit scheint sowohl äusserlich, als auch seiner inneren Struktur und mineralischen Zusammensetzung nach mit dem Köveser Gestein identisch zu sein, seine chemische Analyse ist aber wegen dem sehr grossen Überschuss an Al_2O_3 überhaupt nicht zu berechnen. Auch der Dragáner Rhyolith hat einen gewissen Überschuss an Tonerde, aber dieser stört das Gesamtbild der Verhältniszahlen doch nicht so sehr, dass man das wirkliche Bild der chemischen Gestaltung nicht ausnehmen könnte. Die Fundstätte dieses Rhyoliths ist das Felsenmeer im Dragán-Tale, oberhalb des Wirtshauses Keckés, wo er, durch Mikrogranit vermittelt, mit Granit zusammenhängt. Nach SZÁDECZKY besteht seine umkristallisierende Grundmasse vorherrschend aus Feldspat und Quarz, darin ist \underline{Q} Quarz, Feldspat und Biotit porphyrisch ausgeschieden, ausserdem Magnetit und Haematit. Mit den SZABO'schen Flammenversuchen wies SZÁDECZKY in der Grundmasse einen grossen K-Gehalt (III. K=2.3 bis 3) nach. Die Analyse des Dragáner Rhyoliths wurde an zwei verschiedenen \underline{G} Gesteinen durch Dr. B. RUZITSKA und Dr. R. LUNZER vorgenommen. Ich teile die Mittelwerte derselben mit.

Originalanalysen:

Werte nach LOEW. LESSING:

	Köves	Dragán		Köves	Dragán
SiO ₂	73.65	75.01	$R_2O: RO$	$R_2O: RO$	
TiO ₂	0.26	—	2.5:1	2.5:1	
Al ₂ O ₃	13.53	13.96	$\alpha = 4.3$	$\alpha = 4.3$	
Fe ₂ O ₃	0.59	1.93	$\beta = 24$	$\beta = 22$	
FeO	2.19	0.68			
MnO	0.06	—			
MgO	0.31	0.20			
CaO	0.31	0.96			
Na ₂ O	4.31	3.03			
K ₂ O	4.71	4.10			
+H ₂ O	0.41	0.18			
-H ₂ O	0.21	—			
P ₂ O ₅	Spur	—			
	100.54	100.05			

Im Köveser Gestein beträgt der Alkaligehalt über 9%, während er im CaO nicht einmal 1/2% erreicht, was in Verbindung mit der geringen

¹ Suppl. z. Földt. Közl., Bd. XXXIV., p. 141—143. Budapest und Sitzber d. med. naturw. Kl., Bd. XXVI., 1901. p. 57., Kolozsvár.

Menge des MgO, auf ein Alkaligestein schliessen lässt. Das Dragáner Gestein steht diesem Typus auch nicht fern, obzwar es bei viel kleinerem Alkaligehalt dreimal so viel CaO enthält, als das Köveser. Bei diesen sauren Gesteinen ist der granodioritische Charakter etwas verschwommen, aber beim Köveser Gestein kann man immerhin das charakteristische MgO : FeO-Verhältnis (1 : 7), beim Dragáner das charakteristische MgO : CaO-Verhältnis (1 : 4·8) konstatieren. Bezeichnend (obzwar hier natürlich) ist auch die K₂O : Na₂O-Beziehung. Die LOEW. LESSING'schen Gruppenwerte stimmen bei beiden Gesteinen genau mit den Quarzporphyrwerten überein, stehen also sehr fern von den hohen Werten der Rhyolithfamilie. Die Zahl der Basenmoleküle ist noch grösser als der β -Wert des Quarzporphyrs.

Werte nach A. OSANN :

	<i>s</i>	<i>A</i>	<i>C</i>	<i>F</i>	<i>a</i>	<i>e</i>	<i>f</i>	<i>n</i>	Reihe
Köves	80·19	7·80	0·36	3·02	21	1	8	5·8	β
Dragán	81·43	7·03	1·21	2·51	19	3	8	5·3	γ

Bei diesen Typenwerten ist die kleine *c*-Zahl charakteristisch, was besonders im Köveser Gestein auffällt. Von den vorherrschenden Alkalien weist der kleine Wert des *n*-Verhältnisses auf die grosse Rolle des K₂O hin, auf Grund dessen beide Gesteine an der Grenze der β - und γ -Reihe stehen. Auf Grund alldieser Zahlen fällt der Köveser Mikrogranit mit dem 8. Typus : Liparit von Betandroka, Madagaskar zusammen, (von den hypabyssischen Gesteinen besitzt der Granosyenitporphyr von Cushing, Adirondack Mts., dieselben Werte), während der Dragáner Rhyolith in der Mitte zwischen den 8. und 13. Typen steht, welcher letzterer durch den Lithoidit von Obsidian Cliff, Yellowstone repräsentiert wird. Beide Gesteine stehen also einander sehr nahe. Die erwähnten zwei Typen betrachtet OSANN als solche, die an der Grenze der atlantischen und pazifischen Sippe stehen.

	<i>S</i>	<i>Al</i>	<i>F</i>	<i>A'</i>	<i>C</i>	<i>Alk</i>	<i>NK</i>	<i>MC</i>
Köves	26	3	1	15	1	14	5·8	5·8
Dragán	26	3	1	16	2·5	11·5	5·3	1·5

Diese Parameter zeigen den Tonerde-Überschuss bei den Dragáner Rhyolithen gut und die Annäherung des Köveser Gesteins zu den Alkaligesteinen. Übrigens stehen beide dem 477. Nevadit von Chalk Mt. Col. am nächsten. Von den einzelnen Gesteinfamilien gehört auf Grund dieser Parameter das Köveser Gestein zur Familie der Alkalirhyolithe, das Dragáner Gestein zur Familie der gewöhnlichen Rhyolithe.

	<i>s</i>	<i>A₆C₂F'</i>	<i>k</i>
Köves	80·19	50·53	1·58
Dragán	81·43	40·91	1·99

Bezüglich dieser Familienwerte bestehen zwischen den verwandten Gesteinen schon ziemliche Unterschiede, insofern der Köveser Mikrogranit genau in die Rhyolithfamilie hineinpasst, da seine Werte mit den Mittelwerten dieser Familie identisch sind, wogegen der Dragáner Rhyolith mit dem Granitaplit übereinstimmt.

Molekularwerte nach P. NIGGLI:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
Köves -- -- -- --	406	+151	44	15	2	39	42	16	2
Dragán -- -- -- --	433	+201	47.5	13.5	6	33	46	13	³ / ₄

Hier tritt die Grösse des Al_2O_3 -Überschusses am stärksten zutage. Im NIGGLI'schen System fallen beide in das engadinitische Magma und zwar stimmt das Köveser Gestein mit dem 10. Granit-Rhyolithmittel nach H. H. Robinson, der Dragáner Rhyolith aber mit dem engadinitischen Typus überein. Es ist aber zu bemerken, dass der Köveser Mikrogranit, infolge der Geringfügigkeit des *c*, ferner auf Grund des *c*:*alk*-Verhältnisses auch dem alkaligranitischen Magma nahe verwandt ist.

Standardmineraleien:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i>	<i>mt</i>
Köves -- -- -- --	30	26	36	2	6	
Dragán -- -- -- --	39	23	28	5	5	

Die magmatische Mineraliensubstanz der einzelnen Magmentypen betrachtet, unterscheidet sich der Dragáner Rhyolith infolge seines grossen Quarzgehaltes von jedem Magma, das Köveser Gestein steht aber auf Grund der Menge von *or* und *ab* zwischen dem engadinitischen- und alkaligranitischen Magma.

Im amerikanischen System kommt das Köveser Gestein in den Liparos Subrang, das Dragáner aber in den Tehamos Subrang. Der Vertreter dieses letzteren ist auch ein Rhyolith (Tehama County, Cal.).

Granodioritporphyrit, Soborsin.

Er kommt nordöstlich von der Gemeinde, auf der Nordseite des Grohotiu-Berges, neben dem Mutuluj-Bache (Cruntavi-Gegend), in einem mächtigen Gang vor. Der Einsprengling (Grösse bis 15 mm) dieses hellen, gelblichgrauen, sehr gut porphyrischen Gesteines ist Ab_{80} , welcher Feldspat auch im Grundgewebe (Korngrösse durchschnittlich 0.5 mm) vorherrscht, oft zonar ist und manchmal einen Orthoklasrand besitzt. Die geringe Mesostase ist Orthoklas, Albit und Quarz. Der braune Biotit und die grünlichbraune Hornblende sind ungefähr gleich; es ist ziemlich viel Grothit und Apatit, sehr wenig Magnetit, Zirkon und Rutil vorhanden.

Von den aus den Biharer und Bánáter Gebirgen beschriebenen

Granodioriten ist kein einziger diesem Typus ähnlich, aber in seinen wesentlichen chemischen Eigenschaften ($MgO:FeO$, $MgO:CaO$, Summe der Alkalien, etc.) stimmt er gut mit jenem Gesteine überein, welches P. ROZLOZSNIK unter dem Namen Gabbrodioritaplit beschreibt, von dem Fundorte Oravicabánya (Südabhang der Tilva mica, Weg längs des Grabens, in der Nähe des Mauthauses). Sein vorherrschendes Mineral ist der mikroperthitische Orthoklas, dessen Kristalle manchmal auch 1–2 mm erreichen, der Plagioklas (Ab_{76}) und der Quarz sind untergeordnet, sein femisches Mineral ist der Biotit, die grüne Hornblende und der spärliche Augit; seine akzessorischen Mineralien sind der Magnetit, Titanit und Apatit.¹⁾

Beide Gesteine hat Dr. K. EMSZT analysiert und zwar den Soborsiner im Jahre 1926.

Originalanalyse :				Gruppenwerte nach LOEW. LESSING:				
	Soborsin		Oravica		Soborsin		Oravica	
SiO_2	---	65·98	---	65·08	$R_2O:RO$	---	$R_2O:RO$	
TiO_2	---	0·45	---	0·16	1:0·6	---	1:0·8	
Al_2O_3	---	17·93	---	15·95	$\alpha = 2·9$	---	$\alpha = 2·9$	
Fe_2O_3	---	0·73	---	2·25	$\beta = 35$	---	$\beta = 36$	
FeO	---	2·05	---	2·04				
MnO	---	0·05	---	—				
MgO	---	0·61	---	0·53				
CaO	---	2·06	---	3·47				
Na_2O	---	5·10	---	4·54				
K_2O	---	4·40	---	4·31				
+ H_2O	---	0·41	---	1·26				
- H_2O	---	0·16	---	—				
P_2O_5	---	0·13	---	0·13				
		<u>100·06</u>		<u>99·72</u>				

Das erste, was bei den Originalanalysen auffällt, ist jene grosse Ähnlichkeit, welche zwischen den weiter oben beschriebenen granodioritischen Gesteinen und diesen besteht. Beide Gesteine sind an der unteren Grenze der Aziditen. Das Verhältnis der Alkalien zum CaO ergibt grosse Zahlen, beim Soborsiner Gestein viel grössere, als bei den normalen Granodioriten angegeben sind, während sie beim Oravicaer beinahe so gross sind, wie beim Soborsiner Amphibolgranitit (sauerer Granodiorit), also so gross, wie bei den Quarzmonzoniten. Charakteristisch für die Verwandtschaft der Drócsaer und der Bánáter Gesteine ist das Verhältnis zwischen FeO und MgO , welches hier 3·4:1, resp. 3·8:1 ist. Die geringe Menge des MgO ist also hier noch auffallender, als wir es bei den

¹⁾ Mittel a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anst. Bd. XVI., pag. 262—263., Budapest.

Granit- und Granodiorittypen sahen. Wir würden noch grössere Zahlen bekommen, wenn wir auch das Fe_2O_3 in Berechnung ziehen würden, wozu wir im Sinne OSANN's berechtigt sind. Das Soborsiner Gestein erhält bei grösserem Alkaligehalt auch mehr Kieselsäure, es ist also wirklich ein etwas sauereres Gestein, als das Oravicaer, aber es ist auch saurer, als die normalen Granodioritporphyrite. Der K_2O -Gehalt ist in beiden Gesteinen beträchtlich, im Soborsiner bedeutend grösser, als in den Granodioritporphyriten im allgemeinen und so gross, wie in den Granitporphyren, während er im Oravicaer Gestein die bei den Granitapliten gewöhnliche Grösse erreicht.

Die LOEW. LESSING'schen Zahlen stehen bei beiden Gesteinen zwischen den Familienwerten des Adamellitits und des Granodiorits.

Werte nach A. OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	R-i-h-e
Soborsin	73.66	8.60	2.45	3.57	17.5	5	7.5	6.2	β
Oravica	72.74	7.98	2.49	6.32	14.5	4	11.5	6.1	β

Bei diesen Typenwerten gelangen jene Differenzen am besten zum Ausdruck, die wir zwischen den beiden Gesteinen in den Daten der Originalanalysen sahen. Die Werte des Granodioritporphyrits stehen den Werten des Soborsiner Amphibolgranitits (Granodiorit), sehr nahe, da die Menge der CaAl_2O_4 -Atomgruppe und der Oxyde der zweiwertigen Metalle neben dem überwiegend vorherrschenden Alkalifeldspat-Kern (KNaAl_2O_4) sehr gering ist. In OSANN's Tabelle ist unter den Ganggesteinen kein ihm ähnlicher Typus zu finden, unter den Tiefengesteinen entspricht ihm aber sowohl der 18. Granittypus Pelham, als auch der 47. Syenittypus Loon Lake sehr gut, der Wert vom s ist aber bedeutend kleiner, als beim ersteren und um vieles grösser, als beim letzteren. So nimmt also das Soborsiner Gestein zwischen den beiden Platz. Das Oravicaer Gestein hingegen entspricht genau den Werten des 10. Granitporphyrittypus Wang (Kirche Wang, Schlesien).

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
Soborsin	24	4	2	15	3.5	11.5	6.2	2.9
Oravica	24	3.5	2.5	14	5.5	10.5	6.1	1.7

Bei diesen Parametern entspricht das NK- und das MC-Verhältnis gut den Werten der Drócsaer Granodioritreihe. Das Oravicaer Gestein zeigt einen ziemlich grossen C-Überschuss, der genau dem Unterschied zwischen seinem C-Wert und jenem des Soborsiner Gesteins entspricht. Dies zeigt an, dass es trotz des gleichem S-Wertes wirklich ein basischeres Gestein ist. Der Unterschied drückt sich auch in der systematischen Lage aus, indem das Soborsiner Gestein mit einem Syenitporphyr (1902. Sulphur Cr. Absaroka-Range) beinahe genau übereinstimmt, wogegen das Oravicaer Gestein genau die Mittelstelle zwischen einem Monzonitaplit

(1153. Predazzo) und einer Granitart (64. Tenaya, Cal.) einnimmt. Dies ist eine etwas eigentümliche Stelle für ein gabbroidales (!) Gestein.

	<i>s</i>	A_6C_2F	<i>k</i>
Soborsin	73·66	60·07	1·22
Oravica	72·74	59·18	1·23

Aus diesen Mittelwerten geht hervor, dass beide in der Mitte zwischen den Granodioritporphyriten und den Syenitporphyren stehen. Der Kieselsäurekoeffizient ist bedeutend kleiner, als bei den vorigen und bedeutend grösser, als bei den letzteren, bezüglich der freien Kieselsäure stehen sie demnach ebenfalls zwischen diesen beiden Familien. Umgekehrt ist dies die Menge der sämtlichen Kieselsäure und die dieselbe bindenden Mineralienkerne betreffend.

Molekularwerte nach P. NIGGLI:

	<i>si</i>	<i>qz</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>m</i>
Soborsin	275	+47	44	14	10	32	·36	·28	5
Oravica	270	+54	39	17	15	29	·38	·19	5

Das Soborsiner Gestein gehört auf Grund des gegenseitigen Verhältnisses seiner Werte zum granodioritischen Magma, in Anbetracht der Grösse der einzelnen Werte aber zum trondhjemitischen Magma. Es ist aber unleugbar, dass auch viele granosyenitische Charaktere darin enthalten sind. Von den granodioritischen Gesteinen unterscheidet es sich durch die grosse Menge des *alk* und die sehr geringe Quantität des *fm*, besonders aber des *c*; dem gegenüber weist aber hauptsächlich das *c:fm*-Verhältnis eben auf ein granodioritisches Magma hin. Die Zahlen des Oravicaer Gesteines entsprechen ganz gut den Anforderungen des granodioritischen Magmas. Ich muss bemerken, dass im Oravicaer Gabbrodioritaplit die Quarz-Zahl (*qz*) und das Kali-Verhältnis grösser ist, als im Soborsiner Granodiorit. Der letztere entspricht übrigens den Untersuchungen ROZLOZNIK's, nach welchen in diesem Gestein der Orthoklas vorherrscht. Es ist ziemlich merkwürdig.

Standardmineralien:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hymt</i>	<i>di</i>
Soborsin	13	25	44	11	7	—
Oravica	14	24	39	11	3	9

Auf Grund dieser Serie der magmatischen Mineralien besteht zwar die nahe Verwandtschaft zwischen dem Soborsiner Gestein und den einzelnen Gliedern des Granodioritmagmas, doch es neigt sich auch sehr sowohl gegen das trondhjemitische, als auch gegen das opdalitische Magma. Die Norm des Oravicaer Granodioritaplit stimmt vollkommen mit der idealen mineralischen Zusammensetzung einzelner Gesteine des Granodioritmagmas überein.

Im amerikanischen System fällt das Soborsiner Gestein zwischen die Lassenos und Laurvikos Subrange, das Oravicaer Gestein hingegen fällt in den Lassenos Subrang. Ihre Verwandtschaft ist also auch hier offenkundig.

Granodioritporphyrit, Temesd.

Dieses Gestein, dessen Äusseres von dem vorigen gänzlich abweicht, stammt von Temesd, aus dem 500 m-Abschnitte des Rosali-Baches, wo es einen Gang von veränderlicher Mächtigkeit (2–10 m) mit undeutlichen Grenzlinien bildet. Seine Farbe ist dunkelgrau; seine porphyrische Struktur ist makroskopisch kaum sichtbar, aber sie ist auch unter dem Mikroskope nicht sehr ausgesprochen. Es herrschen die durchschnittlich 5 mm grossen Einsprenglinge vor, das durchschnittlich 0.5 mm-ige Grundgewebe ist sehr untergeordnet, zwischen beiden ist der Übergang allmählich. Unter den immer zonaren, porphyrischen Plagioklasen herrschen Ab_{80} bis Ab_{60} vor, in den äusseren Zonen ist Albit und noch öfter auch Orthoklas vorhanden. Der Quarz ist sehr selten porphyrisch. Das mikrogranitische Grundgewebe besteht hauptsächlich aus Quarz, Orthoklas und Oligoklasalbit (Ab_{92}). Unter den femischen Mineralien ist etwas mehr brauner Biotit, als grünlichbraune Hornblende vorhanden. Unter den akzessorischen Mineralien ist viel pleochroitischer Titanit, wenig Apatit, Magnetit, Zirkon und Rutil anzutreffen. Analysiert von Dr. K. EMSZT.

Sowohl seine mineralische, als auch seine chemische Zusammensetzung betreffend, ist ihm der porphyrische Dacogranit sehr ähnlich, welchen Dr. J. v. SZÁDECZKY aus der Gegend von Rézbánya (Bihar-Gebirge) aus der Valea Sacca beschrieb¹ und welchen Dr. B. RUZITSKA analysierte. Seine porphyrische Struktur ist unter dem Mikroskope gut sichtbar. Sein Grundgewebe ist sehr fein und manchmal mikropegmatitisch. Die grösseren porphyrischen Feldspateinsprenglinge sind isomorph zonar, ihr Hauptteil ist Andesin und Andesinoligoklas, aber es kommt auch Orthoklas vor und zwar sowohl porphyrisch, als auch im Grundgewebe. Der Quarz ist untergeordnet und gewöhnlich abgerundet. Brauner Biotit ist mehr vorhanden, als grünlichbraune Hornblende; sehr gering ist die Augitmenge. Der Titanit ist pleochroitisch, der Magnetit ist oft titanhaltig, häufig ist der Apatit und der Zirkon.

¹ Naturwiss. Museumshefte, Bd. I., p. 8–13., Kolozsvár.

	Originalanalyse:		Gruppenwerte nach LOEW. LESSING:	
	Temesd	Rézbánya	Temesd	Rézbánya
SiO ₂	65·78	65·48	$R_2O:RO$	$R_2O:RO$
TiO ₂	0·55	—	1:1·4	1:1·3
Al ₂ O ₃	17·21	15·87	$\alpha = 2·9$	$\alpha = 2·9$
Fe ₂ O ₃	1·84	3·89	$\beta = 36$	$\beta = 36$
FeO	3·32	1·32		
MnO	0·11	—		
MgO	0·96	1·42		
CaO	3·93	3·35		
BaO	0·01	—		
SrO	0·03	—		
Na ₂ O	3·66	4·31		
K ₂ O	3·01	3·26		
+H ₂ O	0·24	0·70		
-H ₂ O	0·17	0·27		
P ₂ O ₅	0·15	—		
S	0·05	—		
	<u>101·02</u>	<u>99·87</u>		

Beide sind typische Granodiorite und gehören in die saurere Gruppe. Das Verhältnis des CaO zu den Alkalien ergibt im allgemeinen von einander stärker abweichende Zahlen, wie bei den sauersten Granodioriten; im Temesder Gestein beträgt das Verhältnis nahezu 1:2, beim Rézbányaer steht es jedoch über 1:2. Das Verhältnis des FeO zum MgO entspricht im Temesder Gestein den charakteristischen Werten der granodioritischen Gesteine, während es beim Rézbányaer so ist, wie in den D.ócsaer basischen Gesteinen (ca. 1:1), hier muss man aber die grössere Menge von Ferrioxyd in Betracht ziehen, dann bekommen wir das richtige Verhältnis. Der Alkaligehalt entspricht genau dem der Granodiorite.

Die LOEWINSON LESSING'schen Gruppenwerte entsprechen fast vollkommen den Mittelwerten der Granodioritfamilie; die Beziehung der Alkalien zu den Monoxyden zeigt, dass wir es in diesen Granodioriten im Sinne LOEW. LESSING's bereits mit den sich den neutralen Alkalikalkgesteinen nähernden Gliedern zu tun haben, im Gegensatz zum vorigen Granodioritporphyrit, welcher sehr reich an Alkalien ist.

A. OSANN'sche Werte:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
Temesd	72·19	5·96	4·62	6·19	10·5	8·5	11	6·3	β
Rézbánya	72·11	6·89	3·39	7·33	11·5	6	12·5	6·5	β

Bei diesen Typuswerten und Atomgruppen ist die Ursache des geringen Unterschiedes der beiden verwandten Gesteine die kleine Menge der Tonerde, welche das ganze CaO nicht sättigen kann; dies verursacht auch den grösseren Wert von F. Von den OSANN'schen Gesteinen stimmt

der Temesder Granodiorit mit dem 157. Granodiorit von Mt. Ingalls, Cal. (24. Typus: Doberschütz) vollkommen überein; dessen Alkalikoeffizient auch derselbe ist. Das Rézbányaer Gestein steht dem 119. Hornblendeaugitgranitit von Big Cottonwood, Utah (20. Typus: Lana) am nächsten, dies ist aber nur eine Folge der geringen Menge des Al_2O_3 , weil das Gestein bei genügender Tonerde mit jenem von Temesd vollkommen übereinstimmen würde. Für das Temesder Gestein ist das $a:c$ -Verhältnis sehr interessant, da es seine Verschiedenheit vom Soborsiner Granodioritporphyrit zeigt. Beim Soborsiner Gestein war nämlich der a -Wert noch das mehrfache des c , also so, wie in den besprochenen Granititen, während beim Temesder das $a:c$ -Verhältnis so ist, wie bei den besprochenen Granodioritarten; in dieser Beziehung steht demnach das Temesder Gestein den wirklichen Granodioriten näher. Dies beweist auch das Verhältnis der $c:f$ -Zahlen.

	s	A_2C_6F	k
Temesd	72·19	51·19	1·4
Rézbánya	72·11	55·45	1·3

Diese Familienwerte entsprechen vollkommen der OSANN'schen Granodioritfamilie, insbesondere beim Temesder, weil beim Rézbányaer die Menge der den Wert von s bindenden Metalloxyde grösser, folglich der Wert des Kieselsäurequotienten kleiner ist.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
Temesd	23	3·5	3·5	15	6·5	8·5	6·3	2·5
Rézbánya	23	3·5	3·5	14·5	5·5	10	6·5	3·4

Auf Grund dieser Parameter stimmen beide Gesteine mit dem 205. Banatit von Dypvik überein, bei dem der Wert des $AlkAlk$ -Verhältnisses genau zwischen den Temesder und Rézbányaer Granodiorit fällt (15, 6, 9). Auf Grund dieser Werte entsprechen beide Gesteine den OSANN'schen Gesteinsgruppen der Granodioritporphyritfamilie.

Molekularwerte nach P. NIGGLI:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
Temesd	257	+ 69	39·5	22	16	22	·35	·25	5
Rézbánya	259	+ 61	37	24	14·5	24·5	·34	·34	4

Beide Gesteine entsprechen im granodioritischen Magma sowohl dem Typus selbst, als auch insbesondere einzelnen Magmagliedern. Vom Typus weichen sie nur im Werte des $fm:alk$ -Verhältnisses ab, das bei diesem Magma nur in den sauersten Gesteinen den Zahlen 1:1 entspricht. Sehr gut zeigt sich die Eigenschaft dieses Magmas im hohen Kali-Verhältnis (k). Das kleine mg -Verhältnis ist ebenfalls charakteristisch für die Drócsaer Gesteine, so niedrige Werte finden wir nur bei den

sauersten Gliedern des granodioritischen Magmas, ferner beim hierher nicht sehr passenden Petroszer Adamellit.

Standardmineralien :

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hymt</i>	<i>di</i>
Temesd	19	18	32	18	13	—
Rézbánya	17	18	36	15	12	2

Diese empfindliche normative Methode stellt die in der Zusammensetzung steckenden Charakterzüge sehr gut dar, aber sie hebt auch die zwischen den beiden Gesteinen vorhandenen kleinen Differenzen stärker hervor. Im Temesder Gestein ist das Albitmolekül kleiner und neben dem kleinen *si*-Werte ist dies die Ursache der grösseren Menge des magmatischen Quarzes. Ansonsten stimmen beide Gesteine mit der Norm der einzelnen Glieder des Granodioritmagmas sehr gut überein, im grossen und ganzen sogar mit dem des Typus. Nur der grosse Albitgehalt weist gegen die Plagioklasgranitfamilie hin.

Im amerikanischen System fallen beide Gesteine zwischen die Lassenos und Yellowstonos Subrange.

Granosyenitporphyr, Temesd.

Er ist das an Alkalien und besonders an K_2O reichste Gestein des erforschten Teiles des Drócsa-Gebirges. Oberhalb Temesd, beim Ursprunge der Vale Mare, am Berge Capu Mare bildet es Schliergänge zusammen mit dem Dioritporphyr. Es ist ein ebenso gut porphyrisches Gestein, wie der besprochene Granodioritporphyr von Soborsin, aber die Grösse des porphyrischen Natronorthoklas wächst sogar bis 35 mm an, sie sinkt aber auch wieder allmählich bis zur Korngrösse des Grundgewebes herab; der porphyrische Plagioklas (Ab_{80} bis Ab_{60}) bildet viel kleinere Kristalle. Mikroporphyrisch ist die bräunlichgrüne Hornblende und auch der rotbraune Biotit. Das Grundgewebe (durchschnittliche Korngrösse 0.7 mm) besteht vorherrschend aus Plagioklas (Ab_{80}), aus bedeutend weniger Orthoklas, Biotit und wenig Quarz. Die akzessorischen Mineralien sind dieselben, wie in den übrigen Gesteinen der Granodioritreihe, die grosse Menge des Titanits ist also charakteristisch. In dem analysierten, ansonsten frischen Exemplar ist auch minimaler Pyrit vorhanden. Die Analyse wurde von Dr. K. EMSZT im Jahre 1926 ausgeführt.

Aus dem Bihar- und Bánáter Gebirge kenne ich keine Analyse eines identischen Gesteines. Der Csiklovabányaer Quarzsyenitdiorit (analysiert von EMSZT, mitgeteilt von ROZLOZNIK: Mitteil. a. d. Jahrb. d. K. Ung. Geol. Anst., Bd. XVI., p. 257.) bezieht sich auf ein viel basischeres Gestein. Ihm chemisch ähnlich sind noch am meisten die aus der Gegend von Sebesvár und Székelyó (Bihar-Gebirge) stammenden granitoporphyr-

rischen Dazite, (HAUER: Verh. d. K. K. Geol. Reichsanst., 1867, p. 118, Wien), besonders die Mittelwerte der Analysen derselben u. zw. hauptsächlich auf Grund der Quantität der Alkalien und der Oxyde der zweiwertigen Metalle und deren Verhältnis, in anderer Hinsicht jedoch nicht. Diese granitoporphyrischen Dazite hängen bei Székelyó mit typischem Granodiorit zusammen, aus welchem sie in den oberen Teilen sich allmählich ausbildeten und daher ebenfalls zu den Gesteinen der granodioritischen Reihe gehören.

Originalanalyse:

Gruppenwerte nach LOEW. LESSING:

	Temesd
SiO ₂ ---	62.12
TiO ₂ ---	0.52
Al ₂ O ₃ ---	17.50
Fe ₂ O ₃ ---	2.03
FeO ---	1.92
MnO ---	0.08
MgO ---	1.08
CaO ---	1.75
Na ₂ O ---	4.77
K ₂ O ---	6.24
-H ₂ O ---	1.00
+H ₂ O ---	0.20
P ₂ O ₅ ---	0.27
S ---	0.11
	99.59

$$R_2O : RO = 1 : 0.6$$

$$\alpha = 2.65$$

$$\beta = 40$$

Auf Grund des Kieselsäuregehaltes ist dies bereits ein neutrales Gestein. Seine auffallendste Eigenschaft ist sein CaO-Verhältnis zu den Alkalien, welches grösser ist, als 1:6 und das Verhältnis der FeMg-Oxyde zu einander, welches nahe zu 2:1 steht. An solche Zahlen sind wir in ihrer Gesamtheit bei der Nordmarkitfamilie gewöhnt. Im allgemeinen ist der Charakter der ganzen Zusammensetzung eher den Syenitporphyren ähnlich, als den Granitporphyren, unter welchen letzteren aber auch Glieder vollkommen identischer chemischer Konstitution anzutreffen sind (z. B. der Granitporphyr von Haselberg, Sachsen-Rosenb., OSANN: Elem. d. Gesteinslehre 1922, p. 279.). Aber auch das ist unleugbar, dass im Gesteine ein starker granodioritischer Charakter wahrzunehmen ist. Die LOEWINSON LESSING'schen Werte zeigen auch diesen Übergang. Das Verhältnis der Alkalien zu den Monoxyden ist ein solches, wie bei den besprochenen Granodioritporphyriten und beim Amphibolgranitit, sein Aziditätskoeffizient entspricht dem Nordmarkit, die Zahl seiner Basenmoleküle aber dem Granodiorite.

OSANN'sche Werte:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reine
Temesd ---	70.58	9.71	1.92	6.16	16	3.5	10.5	5.3	γ
Quarzsyenit ---	70.57	9.48	1.97	6.45	16	3.5	10.5	6.6	β

Unter den granitoporphyrischen Ganggesteinen ist im OSANN'schen System kein ähnliches Gestein anzutreffen, unter den abyssischen Gesteinen stimmt er hingegen mit dem 241. Quarzsyenit von Copper Creek, Yellowstone Park (41. Typus: Ullernäs) vollkommen überein, den OSANN für einen Übergangstypus zwischen den atlantischen und pazifischen Sippen hält.

$$s \quad A_6C_2F \quad k$$

Temesd	70.58	68.26	1.03
--------	-------	-------	------

Auf Grund dieser Familienwerte steht das Gestein genau in der Mitte zwischen der Syenitporphyr- und der Granodioritporphyrfamilie. Der geringe Wert des Kieselsäurequotienten zeigt die minimale Quantität des freien Quarzes.

	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
Temesd	23.5	4	2.5	15	2.5	12.5	5.3	4.6
Quarzsyenit	23.5	4	2.5	14.5	3.5	12	6.6	4.5

Diese Parameter zeigen dasselbe, wie die Typenwerte, also die Verwandtschaft mit dem 100. Quarzsyenit von Copper Creek, Yell., obgleich es sowohl unter den Granitporphyren, wie unter den Syenitporphyren beinahe vollkommen identische Gesteine gibt (z. B. den 1087. Granitporphyr, den 1091. Syenitporphyr etc.), welche im Kieselsäuregehalt, resp. im S-Werte ein wenig davon abweichen. Ich bemerke, dass auf Grund dieser Werte das Temesder Gestein dem Soborsiner Amphibolgranitit (saurerem Granodiorit) sehr nahe steht, zum Zeichen jener Gauerwandtschaft, welche die Gesteine der Granodioritreihe des Drócsa-Gebirges verbinden. Ein Vergleich mit den Mittelwerten von den Parametern der einzelnen Gesteinsfamilien bestätigt, was ich bei der Originalanalyse erwähnte, dass unser Gestein in mehreren Zügen sowohl mit dem Syenitporphyr, als auch mit dem Granitporphyr übereinstimmt, obzwar das AlAlk-Verhältnis letzterem etwas näher steht.

Molekularwerte nach P. NIGGLI:

	si	qz	al	tm	c	alk	k	mg	m
Temesd	23.8	+6	39.5	20.5	7	33	46	30	3

Seine sämtlichen Werte in Betracht ziehend, passt es vollkommen in das granosyenitische Magma, wo es mit mehreren Gliedern und auch mit dem Typus selbst gut übereinstimmt. Erwähnenswert ist aber, dass es eine nahe Verwandtschaft zum rapakiwigranitischen, eine etwas entferntere aber zum granodioritischen Magma zeigt, besonders auf Grund des Verhältnisses der einzelnen Molekularwerte zu einander. Sein Übergangscharakter ist also, wie bei den meisten Randfazies, evident, (da es auf diesem Granodioritgebiete jedenfalls eine Randfazies vertritt), seine Zugehörigkeit zum Kalimagma ist aber unzweifelhaft.

Standardmineralien:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i>	<i>mt</i>	<i>di</i>
Temesd	2	36	42	8	11	1	

Das Erscheinen des Diopsids zeigt nicht die grosse Rolle des CaO, sondern die geringe Quantität der Tonerde. Auf Grund dieser magmatischen Mineralien stimmt es mit mehreren Gliedern des granosyenitischen Magmas überein, dem Typus selbst steht es jedoch um gar nichts näher, als dem Soborsiner Amphibolgranitit, was man darauf zurückführen kann, dass es auch granodioritische Züge aufweist.

GEMEINSAME MERKMALE.

Vor allem muss ich hier hervorheben, worauf z. T. J. von SZÁDECZKY beim Rézbányaer Dacogranit¹ bereits zielte, dass die Drócsaer verschiedenen Granodioritarten (auch die Amphibolgranititarten) nicht zwischen dem Granit und dem Diorit stehende Glieder sind, wie es ihr Name zeigen würde, sondern solche Gesteine, welche zwischen den Granit-, Syenit- und Dioritfamilien stehen. Ihre grosse Mannigfaltigkeit entspringt direkt davon, dass einzelne ihrer Glieder einen eher granitischen, andere einen eher syenitischen, wieder andere eher einen dioritischen Charakter zeigen und zwar nach dem Grade und der Qualität der Differentiation. Einige Granodiorite sinken bis zur Basizität der quarzfreien Diorite, ohne ihre wiederholt hervorgehobenen granodioritischen Eigenschaften zu verlieren. In ihren meisten Gliedern finden sich aber die Charaktere aller dreier Familien vor, was auch aus den Ergebnissen der petrochemischen Methoden gut ersichtlich ist.

Auf solche gemeinsame Züge stossen wir auch dann reichlich, wenn wir sämtliche Analysen miteinander vergleichen. Bei den im engeren Sinne genommenen Granodioriten und den sich an sie anschliessenden Graniten, (ausgenommen die Dioritarten und den Mikrogranit der analysierten Gesteine), ist das CaO : MgO-Verhältnis sehr charakteristisch, welches immer mehrfach ist zu Ungunsten des MgO. Infolge der verhältnismässig geringen Menge des MgO ist auch das FeO : MgO-Verhältnis so. Bei den Alkalien, (so ist dies auch beim Mikrogranit), ist die K₂O-Menge nur etwas weniger oder mehr, als das Na₂O, die beiden Alkalien stehen also nahe zu einander. Dies halte ich für eine sehr

¹ Naturwiss. Museumhefte I. Bd., pag. 101: „Die ersten (— die PETERS'schen Syenite —) sind den Dioriten und Syeniten gleich nahe stehende . . . Intrusivstöcke“. Kolozsvár, 1908.

wichtige Eigenschaft den triadischen Eruptiven des Erzgebirges gegenüber, bei welchen in den mit den Granodioriten gleichsauereren Gesteinen immer ein sehr grosses Na_2O -Übergewicht vorhanden ist. Aber dies ist auch eine wichtige Eigenschaft den am Ostrande des Siebenbürgischen Erzgebirges und auch in der Drócsa vorkommenden, teilweise in klastischem Zustande erscheinenden, kretazischen Effusiven gegenüber (nördlicher Teil der Drócsa), bei welchen das Na_2O über dem K_2O ebenfalls das Übergewicht erlangt.

Ein wichtiger gemeinschaftlicher Zug ist die verhältnismässig grosse Menge des TiO_2 , welche vom beständigen Beisein des Titanits verursacht wird. Der Reichthum an Titansäure ist eine gemeinsame Eigenschaft nicht nur der erwähnten Gesteine, sondern auch der mit ihnen vorkommenden Dioritarten. Um zu entscheiden, ob die Titansäure nicht auf den durchbrochenen und in grosser Menge assimilierten Diabas und Gabbro zurückgeführt werden kann, dazu sind noch weitere Forschungen notwendig. In diesen letzteren ist der TiO_2 -Gehalt immer an eine beträchtliche Menge von Ilmenit gebunden, welcher sich vielleicht im Verlaufe der Assimilation in Titanit umgewandelt hätte. Dies scheint jener Umstand zu beweisen, dass der meiste Titanit in jenen basischeren Grenzgebilden, in den Dioritarten enthalten ist, in welche infolge ihrer Lage der meiste Stoff von den durchbrochenen gabbroidalen Gesteinen gelangen konnte, was auch, wenigstens zum guten Teil, die Veranlassung ihrer Basizität sein konnte. Wir finden wirklich in diesen die meisten Diabas—Gabbroeinschlüsse, welche sie nicht mehr assimilieren konnten. Ich muss hier auch erwähnen, dass ich in diesen dioritischen Gesteinen keinen Ilmenit gefunden habe, (abgesehen von den fremden, gabbroidalen Ilmeniteinschlüssen, welche in den Relikten tatsächlich vorkommen); ihr sehr reichliches Eisenerz ist reiner Magnetit, welcher bei der limonitischen oder hämatitischen Zersetzung gar keinen Leukoxen gibt.¹

Die Serie der Granodiorite endet plötzlich vor dem analysierten Quarzdiorit. Bei den Analysen sehen wir kaum einen Übergang, besonders beim Alkaliverhältnisse nicht, was der NIGGLI'sche k -Wert sehr gut ausdrückt: in der Granitit-Granodioritserie bewegte sich dieser zwischen 0.40 und 0.30, beim Quarzdiorite sank er plötzlich auf 0.14. Es gibt aber doch gewisse chemische Eigenschaften, welche die Diorite an die Granodioritreihe binden. Eine solche ist z. B. die grosse Menge der Titansäure selbst, beim Quarzdiorit das $\text{MgO}:\text{CaO}$ und das $\text{MgO}:\text{FeO}$ -Verhältnis, die verhältnismässige Armut an Kieselsäure, resp. bei Quarzdioriten an freiem Quarz etc., etc.

Wenn die mir zu Gebote stehenden Analysen den Übergang zwi-

¹ SZÁDECZKY erwähnt in den Biharer Granodioriten (Suppl. z. Földt. Közl. Bd. XXXIV., p. 163.) und sogar in den saureren Granitarten (ibidem, p. 156.) Ilmenit.

schen den Granodioriten und den Dioriten auch nicht sehr gut zeigen, so muss ich doch bestimmt erklären, dass dies nur wegen der geringen Anzahl der Analysen der Fall ist, weil in der Natur selbst die Verbindung zwischen den beiden Serien die möglichst engste ist, so, dass zwischen sämtlichen Gesteinen des Drócsaer granitodioritischen Magmas, (also sowohl zwischen seinen normalen Produkten, der Granitit-Granodioritreihe, als auch zwischen seinen Grenzfazies, in der Mikrogranit- und Dioritserie), die vollständige Blutverwandtschaft vorhanden ist.

Von den gegenseitigen chemischen Zügen der dioritischen Gesteine war bereits bei der detaillierten Besprechung der Analysen die Rede, so dass ich jetzt darauf nicht zurückkomme.

Ein gemeinsamer mineralogischer Charakter dieser Gesteine ist, dass der Biotit in jedem dieser Gesteine vorkommt: in den sauersten Gliedern ist er das einzige femische Mineral (im Granitit, Mikrogranit), in den basischesten Gliedern (Diorit, Mikrodiorit) ist er untergeordnet, während er in den mittleren Gliedern, also in der Hauptmasse des Gebietes ungefähr gleichen Ranges mit der bräunlichgrünen Hornblende ist. Die Hornblende ist wieder vom Quarzdiorit abwärts das überwiegend vorherrschende femische Mineral. Der sehr hellfarbige Augit kommt nur in den basischesten Gliedern vor und auch in diesen in nur sehr geringer Menge. Ein wichtiger, gemeinsamer Zug ist die ständige, beträchtliche Menge des Titanits, bei der Granitit-Granodioritreihe auch der an Na reiche Orthoklas. Sie sind an Quarz allgemein arme Gesteine, was die Entwicklung des Temesder Granosyenits, als einer Grenzfazies ganz natürlich macht.

Ogleich nicht ganz hierher gehörend, aber als einen eigentümlichen Zug hebe ich hier hervor, dass in der Drócsa aus der ausgedehnten Gangbegleitung der granodioritischen Masse der Granitporphyr, sowie sämtliche Pegmatite (vom Granit bis zum Diorit) nach meinen Forschungen vollständig zu fehlen scheinen. Es ist möglich, dass das Vorhandensein derselben durch spätere, glücklichere Forschungen nachgewiesen wird. Dies ist umso eigentümlicher, weil in der älteren, basischeren Eruptivserie des Gebirges: bei den gabbroidalen Gesteinen die pegmatitische Ausbildung sehr häufig ist.

Was die Verwandtschaft mit den gleichartigen Gesteinen der Bihar- und Bánáter Gebirge betrifft, so kann man diese auch als ganz entsprechend nennen. Dies beweisen die vorgezeigten Beispiele besser, als alle Erklärungen. Aber die Blutverwandtschaft beweisen auch die sonstigen analysierten, aber hier nicht erwähnten Bihar- und Bánáter Gesteine aus dieser Reihe, welche ich sämtlich nach den üblichen petrochemischen Methoden aufarbeitete, um die Verwandtschaft zu konstatieren.

Original-

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
Granitit, Soborsin	73·11	·20	14·66	·34	1·32	Sp.	·48
Granitit, Karácsony	72·65	—	15·19	·14	1·69	—	·46
Amph. Granitit, Soborsin ..	66·13	·50	17·14	1·53	1·71	·02	·73
Adameitit, Petrosz	67·08	—	14·88	5·31	—	—	·85
Granodiorit, Temesd	62·54	·48	16·83	·34	3·75	·10	2·25
Granodiorit, Vaskő	64·85	·34	16·67	2·81	1·96	—	1·87
Granodiorit, Soborsin	61·98	·85	17·16	1·95	3·32	·18	2·50
Quarzszenitdiorit, Felvaca ..	59·98	·07	14·79	5·02	3·25	—	2·14
Quarzdiorit, Soborsin	55·98	·88	18·00	4·52	5·51	·16	2·87
Quarzdiorit, Ósopot	57·49	·28	17·18	5·45	6·18	—	3·23
Diorit, Temesd	51·28	·75	17·23	5·71	5·66	·18	5·03
Gabbrodiorit, Oravica	51·65	·54	16·33	4·68	5·73	·20	4·75
Mikrodiorit, Temesd	49·61	1·43	14·69	3·19	8·75	·24	8·66
Gabbrodiorit, Oravica	47·41	·63	20·20	4·51	9·85	—	2·83

Hypabyssische

Mikrogranitporph., Köves ..	73·85	·26	13·53	·59	2·19	·06	·31
Rhyolith, Dragán	75·01	—	13·96	1·93	·68	—	·20
Granodioritporph., Soborsin ..	65·98	·45	17·93	·73	2·05	·05	·61
Granodioritapitit, Oravica ..	65·08	·16	15·95	2·25	2·04	—	·53
Granodioritporph., Temesd ..	65·78	·55	17·21	1·84	3·32	·11	·96
Porph. Dacogranit, Rézbánya	65·48	—	15·87	3·89	1·32	—	1·42
Granosyenitporph., Temesd ..	62·12	·52	17·50	2·03	1·92	·08	1·08

analysen.

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	P ₂ O ₅	Sonst	Summe	Analytiker
1·36 1·56	3·99 3·74	3·98 4·26	1·00 ·10	·06 —	Sp. —	— —	100·50 99·79	Dr. K. EMSZT Dr. B. RUZITSKA
2·47 3·42	4·37 4·47	4·29 4·05	·93 ·90	·36 —	·07 —	— —	100·25 100·96	Dr. K. EMSZT K. V. HAUER
4·97 4·51	3·82 3·79	2·81 2·75	1·23 ·52	·18 —	·33 —	SrO = ·03 —	99·66 100·07	Dr. K. EMSZT Dr. K. EMSZT
5·09 5·79	4·12 3·77	2·67 3·04	·58 1·96	·27 —	·22 —	SrO = ·10 BaO = ·03 —	101·02 99·81	Dr. K. EMSZT Dr. K. EMSZT
7·24 5·35	3·63 2·59	·93 1·59	·57 ·35	·33 —	·14 ·02	SrO = ·05 —	100·73 99·71	Dr. K. EMSZT Dr. K. EMSZT
7·97 8·02	3·86 3·97	·36 1·57	1·24 2·16	·33 —	·43 ·10	BaO = ·02 SrO = ·05	100·05 99·75	Dr. K. EMSZT Dr. K. EMSZT
9·38 10·99	2·64 2·29	·13 ·43	1·65 ·21	·32 —	Sp. —	SrO = ·10 BaO = ·02 —	100·81 99·35	Dr. K. EMSZT Dr. K. EMSZT

Arten.

·31 ·96	4·31 3·03	4·71 4·10	·41 ·18	·21 —	Sp. —	— —	100·54 100·05	Dr. K. EMSZT Dr. B. RUZITSKA
2·06 3·47	5·10 4·54	4·40 4·31	·41 1·26	·16 —	·13 ·13	SrO = Sp. —	100·06 99·72	Dr. K. EMSZT Dr. K. EMSZT
3·93 3·35	3·66 4·31	3·01 3·26	·24 ·70	·17 ·27	·15 —	SrO = ·03 BaO = ·01 S = ·05 —	101·02 99·87	Dr. K. EMSZT Dr. B. RUZITSKA
1·75	4·77	6·24	1·00	·20	27	S = ·11	99·59	Dr. K. EMSZT

Werte nach

	Typenwerte						
	s	A	C	F	a	c	f
Granitit, Soborsin --- ---	79.78	6.98	1.59	2.26	19	4.5	6.5
Granitit, Karácsony --- ---	79.14	6.91	1.82	2.40	19	4.5	6.5
Amph. granitit, Soborsin ---	73.99	7.76	2.94	4.10	15.5	5.5	9
Adamellit, Petrosz --- ---	73.17	7.54	2.01	7.73	13	3.5	13.5
Granodiorit, Temesd --- ---	69.53	6.08	4.86	8.59	9.5	7.5	13
Granodiorit, Vaskő --- ---	70.98	5.93	4.76	7.64	9.5	8	12.5
Granodiorit, Soborsin --- ---	66.83	6.08	4.69	11.63	8	6.5	15.5
Quarzsyenitdiorit, Felvác ---	66.55	6.19	3.45	14.17	8	4.5	17.5
Quarzdiorit, Soborsin --- ---	61.88	4.47	7.10	14.95	5	8	17
Quarzdiorit, Osopot --- ---	63.31	3.87	6.29	15.45	4.5	7.5	18
Diorit, Temesd --- --- ---	56.86	4.35	6.77	20.90	4	6	20
Gabbrodiorit, Oravica --- ---	57.40	5.34	5.25	21.42	5	5	20
Mikrodiorit, Temesd --- ---	53.38	2.78	6.32	28.42	2.5	5	22.5
Gabbrodiorit, Oravica --- ---	53.29	2.77	10.45	20.27	2.5	9.5	18

Hypabyssische

Mikrogranitporph., Köves ---	80.19	7.80	3.6	3.01	21	1	8
Rhyolith, Dragán --- --- ---	81.43	6.03	1.11	2.51	19	3	8
Granodioritporph., Soborsin ---	73.66	8.60	2.45	3.57	17.5	5	7.5
Gabbrodioritaplit, Oravica ---	72.74	7.98	2.49	6.32	14.5	4	11.5
Granodioritporph., Temesd ---	72.19	5.96	4.62	6.19	10.5	8.5	11
Porph. Dacogranit Rézbánya	72.11	6.89	5.39	7.33	11.5	6	12.5
Granosyenitporph., Temesd ---	70.58	9.71	1.92	6.16	16	3.5	10.5

A. Osann.

Typenwerte		Familienwerte		Parameter							
n	Reihe	A ₆ C ₃ F	k	S	Al	F	Al	C	Alk	NK	MC
6·0	β	47·32	1·68	25·5	3	1·5	16	2·5	11·5	6	3·3
5·7	β	47·50	1·66	25·5	3	1·5	16	2·5	11·5	5·7	2·9
6·0	β	56·54	1·3	24	3·5	2·5	15	4	11	6	2·9
6·2	β	56·99	1·28	24	3	3	13·5	5·5	11	6·2	2·6
6·6	β	54·79	1·27	22	3·5	4·5	14·5	7·5	8	6·6	3·9
6·6	β	52·74	1·33	22·5	3·5	4	14·5	7·5	8	6·6	3·6
6·8	β	57·49	1·17	21·5	3·5	5	14	8	8	6·8	4
6·5	β	58·11	1·14	21·5	3	5·5	13	9	8	6·5	3·2
8·6	α	55·97	1·10	19·5	3·5	7	14·5	10	5·5	8·6	3·5
7·1	β	51·21	1·23	19·5	3·5	7	15·5	9	5·5	7·1	4·8
9·3	α	60·54	·94	18	3·5	8·5	13·5	11·5	5	9·3	4·7
7·9	α	63·96	·90	18	3·5	8·5	12·5	11·5	6	7·9	4·5
9·6	α	57·74	·92	16·5	3	10·5	12	14	4	9·6	5·6
8·8	α	57·79	·92	16·5	4	9·5	13·5	13·5	3	8·8	2·7

Arten :

5·8	β	50·53	1·58	26	3	1	15	1	14	5·8	5·8
5·3	β/γ	40·91	1·99	26	3	1	16·5	2	11·5	5·3	2·2
6·2	β	60·07	1·22	24	4	2	15	3·5	11·5	6·2	2·9
6·1	β	59·18	1·23	24	3·5	2·5	14	5·5	10·5	6·1	1·7
6·3	β	51·19	1·4	23	3·5	3·5	15	6·5	8·5	6·3	2·5
6·5	β	55·45	1·3	23	3·5	3·5	14·5	5·5	10	6·5	4·4
5·3	γ	68·26	1·03	23·5	4	2·3	15	2·5	12·5	5·3	4·6

Molekularwerte nach P. Niggli

	si	qz	al	fm	c	alk	k
Granitit, Soborsin	394	+158	46·5	11·5	8	34	·40
Granitit, Karácsony	378	+146	46·5	11·5	9	33	·42
Amph. Granitit, Soborsin	283	+ 63	43	16	11	30	·39
Adamellit, Petrosz	274	+ 63	36	21	15	28	·37
Granodiorit, Temesd	227	+ 47	36	25	19	20	·32
Granodiorit, Vaskő	243	+ 63	37	25	18	20	·32
Granodiorit, Soborsin	202	+ 28	32·5	31	18	18·5	·30
Quarzsyenitdiorit, Felvaca	200	+ 26	29	32	20·5	18·5	·32
Quarzdiorit, Soborsin	165	+ 19	30·5	35·5	22	12	·14
Quarzdiorit, Ósopot	173	+ 31	30·5	42	17	10·5	·28
Diorit, Temesd	132	- 8	26	42	22	10	·05
Gabbrodiorit, Oravica	134	- 16	25	40	22·5	12·5	·20
Mikrodiorit, Temesd	115	- 9	20	51·5	22·5	6	·03
Gabbrodiorit, Oravica	113	- 11	28	38	28	6	·11

Hypabyssische

Mikrogranitporph. Köves	406	+151	44	15	2	39	·42
Rhyolith, Dragán	433	+201	47·5	13·5	6	33	·46
Granodioritporph. Soborsin	275	+ 47	44	14	10	32	·36
Gabbrodioritaplit, Oravica	270	+ 54	39	17	15	29	·38
Granodioritporph. Temesd	257	+ 69	39·5	22	16	22	·35
Porph. Dacogranit, Rézbánya	259	+ 61	37	24	14·5	24·5	·34
Granosyenitporph., Temesd	238	+ 6	39·5	20·5	7	33	·46

und die Standardmineralein.

mg	m	Magma	qu	or	ab	an	hymt	di	ol
·35	4/5	yosemitisch	33	23	34	7	4	—	—
·31	5	„	31	24	32	8	5	—	—
·29	4/5	{ granosyenitisch adamellitisch adamellitisch	17	26	37	12	8	—	—
·24	5		17	24	36	8	8	7	—
·31	5	granodioritisch	15	17	32	20	13	3	—
·43	5	„	18	17	30	20	14	1	—
·36	4	opdalitisch	16	16	33	18	17	6	—
·33	4	„	9	16	34	14	14	13	—
·34	4	tonalitisch	8	5	33	27	23	4	—
·34	3/4	„	12	9	23	25	31	—	—
·45	4	{ dioritisch gabbrodioritisch	—	2	33	28	17	12	8
·45	4		—	10	33	22	2	14	17
57	4	gabbroid ossipitisch	—	1	21	26	23	16	13
·26	5		—	3	20	41	9	11	16

Arten :

·16	2	engadinitisch	30	26	36	2	6	—	—
·13	3/4	„	39	23	28	5	5	—	—
·28	5	{ granodioritisch trondhjemitisch granodioritisch	13	25	44	11	7	—	—
·19	5		14	24	39	11	3	9	—
·25	5	granodioritisch	19	18	32	18	13	—	—
·34	4	„	17	18	36	15	12	2	—
·30	3	granosyenitisch	2	36	42	8	11	1	—

Behufs Nachweisung der Verwandtschaft teile ich hier die Differentiationsdiagramme der Gesteine des Drócsaer und Bihar-Gebirges mit.

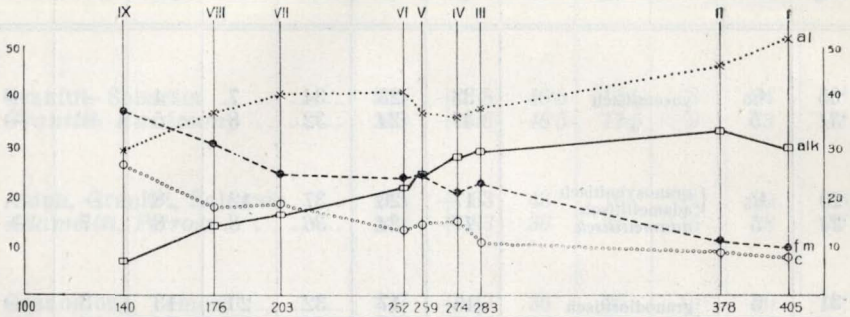


Fig. 1. Differentiationsdiagramm der Gesteine des Drócsa-Gebirges.

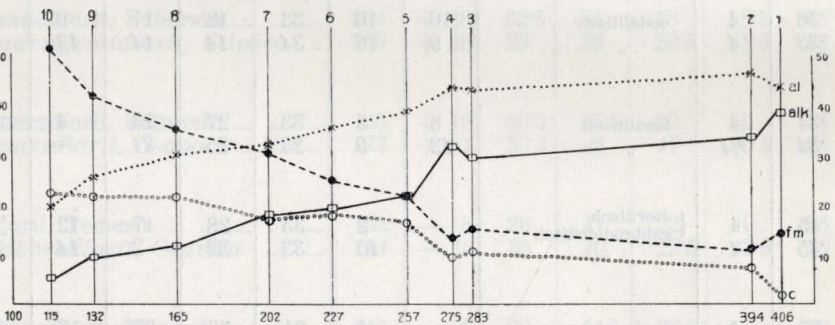


Fig. 2. Differentiationsdiagramm der Gesteine des Bihar-Gebirges.

Auf diesen Diagrammen kommen folgende Gesteine vor:

Aus dem Drócsa-Gebirge:

1. Mikrogranitporphyr, Köves
2. Granit, Soborsin
3. Amphibolgranit, Soborsin
4. Granodioritporphyr, Soborsin
5. Granodioritporphyr, Temesd
6. Granodiorit, Temesd
7. Granodiorit, Soborsin
8. Quarzdiorit, Soborsin
9. Diorit, Temesd
10. Mikrodiorit, Temesd

Aus dem Bihar-Gebirge:

- I. Mikrogranitporphyr, Dragán
- II. Granit, Karácsony
- III. Granitporphyrischer Dazit, Székelyó
- IV. Adamellit, Petrosz
- V. Porphyrischer Dacogranit, Rézbánya
- VI. Dacogranit, Petrosz
- VII. Quarzhaltiger Diorit, Alun
- VIII. Dioritporphyr, Rézbánya
- IX. Mikrodioritporphyr, Rézbánya.

Aus der Vergleichung geht hervor, dass der Gang der magmatischen Differentiation in beiden Gebirgen (Provinzen) fast identisch ist. Die Serie der Differentiationsprodukte ist im Bihar-Gebirge etwas kürzer,

nachdem ich weder die Analysen-Daten des WINDHAGER'schen „Bostonits“ (wahrscheinlich eine Mikrodioritart; Földt. Közl. XXXV., p. 267.), noch die eines Csunsbacher Diabases¹ berücksichtigen konnte. Das erste Gestein ist hochgradig zersetzt, das andere enthält eine sehr grosse Menge von Tonerde (26%). Beide sind also zur Berechnung ungeeignet.

In beiden Provinzen steigen die Werte von *fm* und *c* annähernd parallel und fallen die Werte *al* und *alk* beiläufig in gleichen Graden. Nur die sauerste Grenzfazies: der Mikrogranitporphyr bildet eine Ausnahme. Die Differentiationsprodukte vom Drócsa sind in ihrer Hauptmasse solche Alkalikalkgesteine, die dem Mittel der Kali- und Natronreihe sehr nahe stehen. Die basischen Glieder (Quarzdiorit bis Mikrodiorit) sind schon typische Alkalikalkgesteine.

Eine sehr interessante Vergleichung bieten die Koinzidenzstellen (Isotalien) einzelner NIGGLI'scher Zahlen in den Diagrammen:

	<i>al=c</i>	<i>alk=c</i>	<i>alk=fm</i>	<i>al=fm</i>
Drócsa	120 <i>si</i>	200 <i>si</i>	260 <i>si</i>	190 <i>si</i>
Bihar	130 <i>si</i> ?	210 <i>si</i>	260 <i>si</i>	160 <i>si</i>
Bánát	110 <i>si</i>	230 <i>si</i>	260 <i>si</i>	200 <i>si</i>

Dies ist auch ein Beweis für die Gleichheit der Differentiation.

ZUSAMMENFASSUNG.

Aus dem Gesagten ist es ersichtlich, dass die ältesten Gebilde des besprochenen südlichen Teiles des Drócsa-Gebirges — von den sporadischen und sehr geringen, gänzlich metamorphen Resten der einstigen Sedimentdecke (toniger Kalkstein oder kalkiger Ton): dem Epidosit abgesehen, — der Gabbro und dessen hypabyssische-effusive Entwicklungsformen, die Diabase sind. Letztere sind gleichzeitig die überwiegend vorherrschenden Gebilde dieser Gegend.

Der Gabbro und der Diabas gehen allmählich in einander über, ihre Bildung ist also als gleichzeitig anzunehmen, obzwar ein Teil des Diabases, der effusive Spilit, zum kleinen Teil wahrscheinlich etwas später hervordrang. Ein basischeres Randgebilde des Gabbros ist der sich dem Peridotit nähernde Olivingabbro (Gabbroperidotit), den ich auf dem äussersten Nordrande des Gabbros, am Soborsiner Malu-Berge nachwies. Diese gabbroidalen Gesteine durchbrachen grösstenteils das die Gegend bedeckende ältere Sediment, zerrissen und metamorphisierten es. Die Bildungsreihe der gabbroidalen Gesteine fand ihren Abschluss in jenen zahlreichen gabbroidalen Gängen (Gabbropegmatit, Gabbroporphyr, Gangdiabas etc.), die sowohl den Gabbro, als auch an mehreren Stellen den Diabas durchschneiden. Die im Gabbro und im Diabas wahrnehmbaren, meist verschwommenen Grenzlinien dieser Gänge, sowie die sonstigen

¹ Földt. Közl. XXXVII, p. 87.

Verhältnisse ihres Vorkommens weisen darauf hin, dass sie in eine noch nicht ganz ausgekühlte Masse eindringen.

Die mit der Bildung der Gabbro- und Diabasarten stattfindenden postvulkanischen Prozesse brachten reichlich Pyrit hervor, der ziemlich gleichmässig eingesprengt, allgemein verbreitet ist. Ob aber damals grössere Sulfidergänge entstanden sind, dafür fand ich keinerlei sichere Daten, denn nur von einem kleinen Teil der in ihnen vorkommenden Erzgänge kann man behaupten, resp. annehmen, dass sie mit den gabbroidalen Gesteinen ungefähr gleich alt sind, von ihrem grössten Teil hingegen können wir sicher feststellen, dass sie viel späterer Abstammung sind. Sie stehen grösstenteils mit den die gabbroidalen Gesteine durchbrechenden granodioritischen Gängen in enger Verbindung. Ganz bestimmt hierher (zum Gabbro) gehören aber die östlich von Soborsin befindlichen, magnetitischen Gänge und Impregnationen kleinere: Ausdehnung des Cruntavi-Baches, doch auch von diesen kann man gut nachweisen, dass sie stellenweise in bereits erstarrtes Gestein eindringen: das so in ziemlich grosser Menge entstandene Eisenerz verbindet in einzelnen Gesteinen in Stücke gebrochenen Feldspat und Diabas. Auf eine, mit der Bildung der Diabase in Verbindung stehende postvulkanische Tätigkeit weist auch der Umstand hin, dass man auf grösseren Gebieten infolge solcher Wirkungen zersetzte Gesteine findet, in welchen auch ziemlich gleichmässig verteilter, sekundärer Quarz enthalten ist, u. zw. an Orten, wo auf weitem Gebiete nicht einmal eine Spur der Gesteine vom granitodioritischen Magma anzutreffen ist.

Hier im südöstlichen Teile des Drócsa-Gebirges ist eine genaue Altersbestimmung des Empordringens der Gabbro- und Diabasgesteine nicht möglich. Wir können höchstens der Ansicht LUDVIG von Lóczy's¹ beipflichten, wonach man in den von hier westlich und nördlich befindlichen Gegenden den Diabas „als mezozoischen Alters, dem Jura oder der Trias angehörig betrachten“ kann. In dem an die Drócsa östlich angrenzenden Siebenbürgischen Erzgebirge bildeten sich die Diabase, welche eine mit jenen der Drócsa vollkommen identische petrographische Beschaffenheit, sowie identische geologische Verhältnisse zeigen, nach den Bestimmungen von PÁLFY, PAPP, SZENTPÉTERY etc. in der Triasperiode und zwar ist der Diabas der verhältnismässig älteste unter den Meso-effusiven.² Auch das muss man in Betracht ziehen, dass das Drócsaer Diabasegebiet geologisch mit den triadischen Diabasmassen des Erzgebirges sehr enge zusammenhängt, so, dass man zwischen ihnen keine Grenze ziehen kann.

¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1888, p. 45.

² Mitt. a. d. Min. Geol. Sammlung d. Siebenbürg. Nat. Museums, Bd. I., p. 167., Kolozsvár, 1913. — Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Anstalt f. 1916, p. 349. etc. Budapest, 1917. — Ibidem für 1917 - 1919, p. 274., Budapest, 1924, (ungarisch).

Nach der hochgradigen Denudation der gabbroidalen Gesteine, also nach dem Verlaufe eines längeren Zeitraumes begann die Ablagerung jenes grobbrecciösen, jurassischen (Dogger-, resp. Untermalm) Kalksteins, in welchem Abrasionsfragmente nicht nur des Diabases, sondern auch bereits des Gabbros vorhanden sind, zum Zeichen des grossen Fortschreitens der Denudation, welche bereits so tief, bis zum Gabbro hinabdrang, wozu ganz bestimmt ein sehr grosser Zeitraum notwendig war. Es ist also ganz natürlich, dass ich die Bildungszeit der gabbroidalen Gesteine auch von den obigen, gewichtigen Gründen abgesehen, eher in die Trias-, als in die Juraperiode stelle. Kleinere Reste dieses Kalksteins fand ich an einigen Stellen in der Gemarkung von Felsőköves, teils auf Diabas, teils auf Gabbro geagert. Stellenweise ist auch seine Einfaltung zwischen die agglomeratischen Diabastuffe wahrnehmbar. Diese Kalksteinzüge setzen sich gegen Osten fort, erreichen ihre grösste Ausdehnung um Zám, wo sie nach den eingehenden Untersuchungen KARL V. PAPP's¹ auf ausgedehnten Gebieten und in beträchtlicher Mächtigkeit vorkommen.

Am Anfange des kretazischen Zeitalters tauchte das Gebirge unter ein freies, tiefes Meer, worauf sich auf das Gebirge eisenschüssiger, radiolarienhältiger Tonschiefer ablagerte. Am südlichen Teile des Gebirges kann man nur kleine Reste dieses Sedimentes finden, während es nördlich von hier, nahe zum Grate des Briaza—Piatra alba-Zuges auf beträchtlichem Gebiete verblieben ist. Seine Ablagerung hörte auf, als die Eruption gewisser Porphyre und Porphyrite, dann vielleicht etwas später die Tätigkeit des granodioritischen Magmas in den infolge der grossen Rindenbewegungen entstandenen Klüften einsetzte. Die Wirkungen der kretazischen Faltung können wir auch auf diesen kleinen Resten des unterkretazischen Tonschiefers und zwar an ihren unteren Teilen, sehr gut beobachten. Vielleicht ist die Faltung der Diabastuffe und die Einknetung des brecciösen Jurakalksteins in den Diabas eine Folge dieser grossen tektonischen Bewegungen.

Das später empordringende granodioritische Magma brach die Gabbromasse in Stücke und trennte die einzelnen Stücke mit seinen fingerartig weit nach Norden hinaufdringenden drei Armen. Es drang aber auch bis zu dem über dem Gabbro befindlichen Diabas ein und metamorphosierte ein wenig sowohl den Gabbro, wie auch den Diabas, in grösserem Masse aber nur an der Kontaktlinie und in der Nähe derselben. Eine Folge davon ist der Umstand, dass der an der Grenze befindliche Repräsentant des Tiefentypus: der Gabbro beinahe immer, (in etwas geringerem Masse auch der hypabyssische Gabbrodiabas und körnige Diabas), der auch ursprünglich viel höher liegende, effusive Spi-

¹ Jahresbericht der Kgl. Ung. Geol. Anstalt für 1902, pag. 75—76.

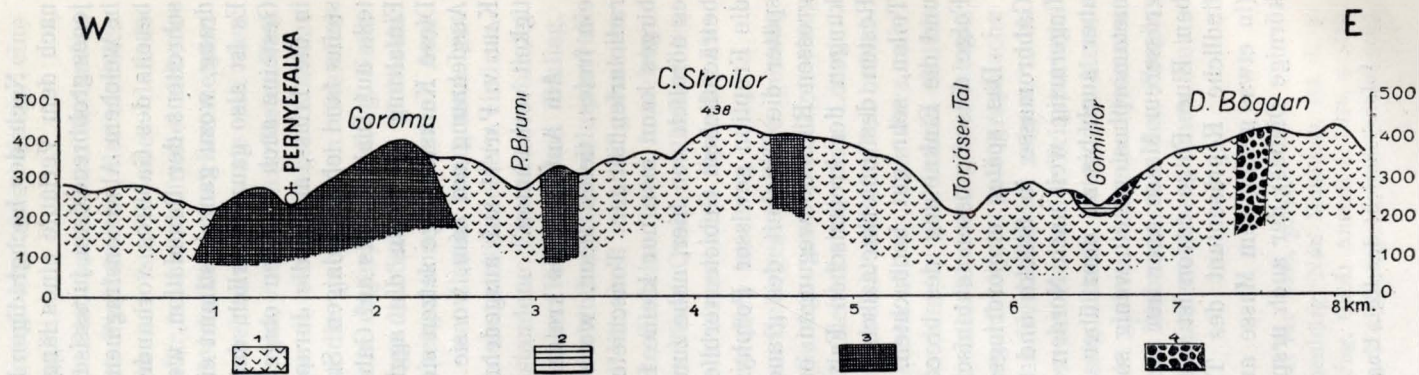


Fig. 3. Profil der Berggegend zwischen Farkasháza und Bogdán. (1=Diabas, 2=Tonschiefer, 3=Mikrogranit, 4=Dioritporphyrit.)

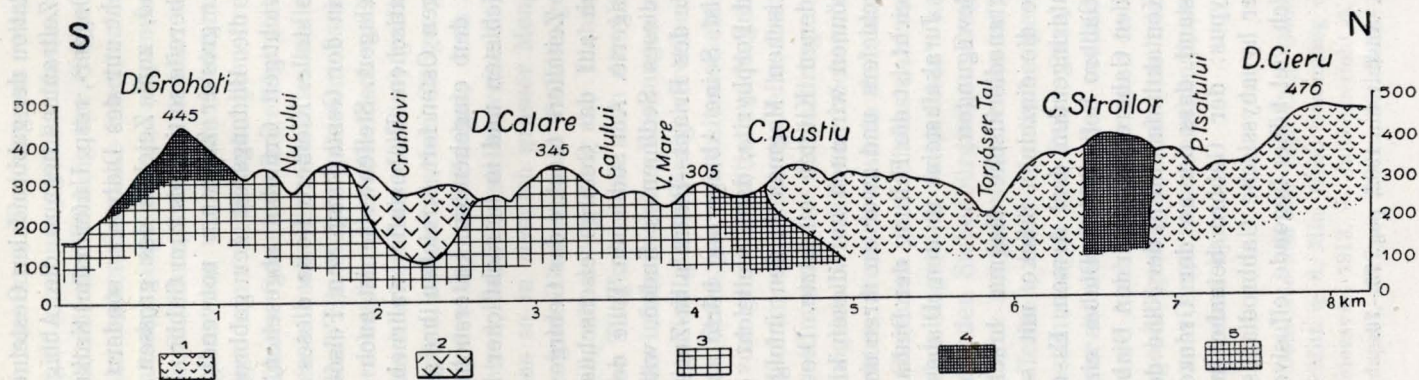


Fig. 4. Schemat. Durchschnitt von Soborsin bis zum Torjásér Cieru-Berg. (1=Gabbro, 2=Diabas, 3=Granodiorit, 4=Mikrogranit, 5=Dioritrand.)

lit jedoch nur an jenen vereinzelt Stellen uralitisch ist, wo der Granit-Granodiorit bis zum Spilit empordrang.

Der Granodiorit hat ein beträchtliches basischeres Randgebilde, einen Quarzdiorit-Dioritrand. Dass die am Rande des Granits, bzw. Granodiorits befindlichen Dioritarten mit den Granitarten, wenigstens grösstenteils, gleichalterig sind, das ist auch auf Grund der vielerlei Übergänge und Typenvermischungen zweifellos. Dass der dioritische Rand stellenweise früher auszukühlen begann, ist nur natürlich, da er mit nur teilweise erwärmten Diabas- und Gabbrowänden in unmittelbare Berührung kam, während der innere Teil der Masse seine Kristallisationsfähigkeit länger bewahren konnte, was trotz dem saureren Zustand des inneren Teiles eine viel grosskörnigere Ausbildung zur Folge hatte. Das Auskühlen konnte also bei einer so grossen Masse weder gleichmässig noch allmählich sein. Stellenweise entstanden in der noch teilweise schmelzflüssigen, (— oder durch das Empordringen neuerer Magmateile, eventuell infolge gewisser physikochemischer Veränderungen, die infolge der sich während des Empordringens und Erstarrens abspielenden tektonischen Prozesse entstehen konnten, hie und da neuerdings schmelzflüssig gewordenen —) Masse gewisse Bewegungen, die den Differentiationsprozess störten. Auf diese Bewegungen kann man auch den Umstand zurückführen, dass der Randdiorit und selbst der Granodiorit einander gegenseitig durch und durchzogen, wie z. B. in der Gegend von Temesd.

Von dieser beträchtlichen intrusiven Masse ausgehend, bauten sich die verschiedenen Mikrogranit-Granodioritporphyrit-, etc. Gebilde auf den meist SW—NO-lichen Klüften auf. Der überwiegende Teil derselben erstarrte sicher unter irgendeiner, mehr-minder mächtigen Decke als hypabyssische Gesteine, was ihre Textur treu ausdrückt und nur von einem verschwindend kleinen Teil kann man annehmen, dass er die Oberfläche erreichte. Beim Lösen der Bildungsfrage der jetzigen Mikrogranit-etc. Massen kann man aber eventuell voraussetzen, dass auch hier Effusionen stattfanden, in der seither verflossenen langen Zeit aber der oberste Teil abradiert worden ist, so, dass im jetzigen Zustande fast ausschliesslich nur Reste der einstigen hypabyssischen Stiele, in Form von scheinbaren Gängen und Dykes aufzufinden sind.

Als teils etwas jünger als diese sind jene, meist mächtigen Gänge zu betrachten, die man in der granodioritischen Masse selbst finden kann. Hierher gehören jene mannigfachen Mikrogranit-, Mikrogranitporphyrit-, Quarzdioritporphyrit-, etc. etc. Gänge, die in den basischeren Randzonen häufiger sind, als im Granite selbst, die aber nirgends scharfe Grenzen haben. Ihre Grenzlinien sind verschwommen, oft allmählich gegen das Muttergestein übergehend. Das Verhältnis ist also ein solches, wie z. B. zwischen dem Gabbro und dem Gabbropegmatit des Vultur-Berges. Zu bemerken ist aber, dass diese in der granitodioritischen

Masse beginnenden Mikrogranit-, etc. Gänge oft auch in die gabbroidale Masse hineinreichen, wo sie eine ebenso scharfe Konturlinie haben, wie etwa die im Diabas befindlichen Mikrogranitdykes. Der in dünnen Gängen auftretende typische Granitaplit, Granodioritaplit etc. hat manchmal, der Kersantit aber immer auch in der Granitmasse sehr scharfe Konturen.

Eine besondere Aufmerksamkeit verdienen die dichteren Randzonen. Sowohl der Granit, als auch der Granodiorit und der Diorit werden an den Stellen, wo sie mit den älteren Gebilden (Gabbro, Diabas, etc.) in unmittelbaren Kontakt treten, allmählich dichter und dieser dichtere Teil (Mikrogranit, Mikrogranodiorit, Mikrodiort, etc.) reicht häufig als Gang z. B. in die gabbroidale Masse hinein. Dieses ältere Gebilde, gegen welches der Granit dichter wird, fehlt auch manchmal infolge der Denudation, wie z. B. auf den Bergen Grohotiu und Gaunásza, wo der Granit an einigen emporragenden Stellen ebenfalls allmählich zu Mikrogranit und Mikrogranitporphyr wird. Hier ist die einstige Decke nur mehr auf Grund der reichlichen, oft stark metamorphen Einschlüsse nachzuweisen.

Bei meinen detaillierten Besprechungen behandelte ich sämtliche Gesteine des Drócsaer granitodioritischen Magmas in einer Gruppe, als kretazische Gebilde. Hier kann das interessante Problem aufgeworfen werden, ob die auch Tuff liefernden Porphyr-Porphyrtausbrüche in der Gegend des Gomililor-Baches genetisch mit der Granodioritmasse zusammenhängen? Mehrere Gründe sprechen dafür, wenigstens ebensovielen Zweifel dagegen. Die Sache kann auch so aufgefasst werden, dass diese kleinen, sporadischen Ausbrüche im Norden jenen vulkanischen Zyklus begannen, welcher weiter südlich später auch den Granodiorit lieferte und welcher vielleicht auch die Kreide überdauerte. Es ist aber auch möglich, dass diese, auch klasmatisches Material liefernden Eruptionen und das Empordringen der Glieder der Granodioritreihe zwei verschiedene vulkanische Perioden vertreten. Welche von diesen Annahmen zutrifft, das kann in dieser Gegend nicht entschieden werden.

Bei dieser schweren Frage scheint es zweckmässig, in Betracht zu ziehen, dass der riesige Albitgehalt dieser klasmatischen Porphyre, Porphyrite an die Triaseruptiven des Siebenbürgischen Erzgebirges erinnert. Aber aus ebensolchem, an Na ausserordentlich reichem Materiale bestehende, teilweise tuffige Eruptivgesteine kenne ich auch am Ostrande des Siebenbürgischen Erzgebirges: zwischen Csáklya und Ompolyca, ausserdem in der Gegend von Bedelló; an diesen Orten stammen sie gewiss aus der Kreide und stehen teilweise ebenfalls mit den radiolarienhältigen unterkretazischen Schichten im Zusammenhang. In diesen

Gegenden des Erzgebirges (Ompolyica, Nagyág) kommen auch typische Granodiorite vor, welche nach meinen bisherigen, — wenngleich spärlichen, — Beobachtungen mit den klasmatischen Eruptiven in keinerlei Zusammenhang stehen. Wenn wir nun dieses in Betracht ziehen, müssen wir sagen, dass die Bildung der Glieder der Granodioritreihe mit den Porphyre-Porphyrityorkommen der Gomililorgegend, die teils Explosionsvulkane waren, in keinem Zusammenhange stand, von welchen sie sich auch in ihren grundlegenden chemischen Eigenschaften unterscheiden. Diese Frage betrachte ich aber für noch nicht endgültig entschieden.

Nach meiner Ansicht ist aber hier nicht diese Frage wichtig, sondern die Tatsache, dass die auch Tuff liefernden Porphyre-Porphyritye im Gomililor-Bache die untere Kreide durchbrachen, auf welche sich ihr Tuff direkt abgelagert hat und zwar in konkordanter Weise. Obzwar also das Anfangsstadium dieser Porphyre-, Porphyrit-Ausbrüche (die Bildung des Tuffes) sich direkt an die Ablagerung des unterkretazischen Tonschiefers anschloss und in einem radiolarienhältigen, tiefen Meere einsetzte ist ein grosser Teil derselben doch jünger, da derselbe die bereits einer Diagenesis unterworfenen Unterkreide durchbrochen hat. Die Tuffe enthalten einige dm über ihrem Liegenden nicht einmal mehr in Spuren Radiolarien. Der Porphyre, Porphyrit durchbrach auch seinen eigenen Tuff, welcher aber damals noch locker sein musste, weil sich sonst solch eigentümliche, ganz unregelmässige Gang- und Lagergangformen nicht hätten bilden können, ausserdem spricht auch das ausserordentlich grosse Mass der Einschmelzung hierfür, etc. etc.

Erwähnenswert ist ausserdem, dass während man am Tonschiefer und am untersten Teile der Tuffe schwächere Faltungsspuren beobachten kann, am grössten Teil der Tuffe solche überhaupt nicht wahrzunehmen sind, zwischen den beiden aber dennoch keine Diskordanz besteht. Mit einiger Fantasie könnte man von einer Abdämpfung der Faltungsspuren sprechen, da im Tonschiefer die beobachteten Falten etwas stärker sind, als am unteren Teile des Tuffes.¹ Am grössten Teile der Tuffe sind eher Klüfte und Verwerfungen zu sehen.

Die postvulkanische Tätigkeit des granitodioritischen Magmas musste lange andauernd und sehr beträchtlich sein. Die damit verbundene, zersetzende, umwandelnde Wirkung und die Sulfidbildung (hauptsächlich Pyrit und Chalkopyrit) ist in der grossen Masse ebenso nachweisbar, hauptsächlich an ihren äusseren Rändern, wie in Verbindung mit den

¹ Jene Art der Ablagerung, bei der die unten noch sichtbare Falte weiter oben im Schichtenkomplex allmählich ausklingt, kann man eventuell auch als eine Diskordanz betrachten. Dies würde dafür sprechen, dass die Ablagerung während der langsam fortschreitenden Faltung erfolgte.

Gängen (hauptsächlich mit dem Quarzdioritporphyrit) und den Dykes (Mikrogranitporphyr, etc.). Die längs der einzelnen, noch gut nachweisbaren SW—NO-lichen Klüften stattgefundene postvulkanische Tätigkeit füllte die granitodioritische Masse ziemlich gleichmässig mit Sulfiderzen, obwohl längs der Risslinien eine stärkere Zersetzung und eine grössere Erzmenge bemerkbar ist und man hier auch reichliche Quarzausscheidung finden kann. Gerade auf Grund dieser Ausscheidungen kann man diese Linien ausforschen, oft auch die Grenzen der Schliergänge nachweisen.

Von allen diesen Erfahrungen und aus der Tatsache, dass die mit dem Erze in enger Verbindung stehenden Dioritporphyritarten so grosskörnig sind und sich häufig mit keiner scharfen Grenze vom Muttergesteine trennen, kann man folgern, dass die granitodioritische Masse noch zur Zeit der Gangbildung, ja sogar nicht einmal in einem gewissen Stadium der pneumatohydatogenen Periode ganz ausgekühlt war, sie konnte noch zum grossen Teile plastisch sein. Dies beweist auch die stellenweise launenhafte Form der Gänge. Den Diabas und Gabbro haben die mit der Erzbildung verbundenen Prozesse nur unmittelbar längs des Kontaktes mit der granitodioritischen Masse umgewandelt.

Die Basis des sehr primitiven Erzbergbaues dieser Gegend bilden die mit den granitodioritischen Gängen verbundenen, grösstenteils limonitisierten Sulfiderzgänge, die meist in kleinen Tagbauen aufgeschlossen wurden. Die grössten derartigen Aufschlüsse sind in den Tälern der Rosali-, Ripilor-, Calu- und Vale Mare-Bäche anzutreffen. Die Menge des Erzes ist stellenweise (Rosali) hoffnungserweckend. Ziemlich viele, oberflächliche Schürfungen sind in den ober dem Diabas befindlichen, manganhaltigen Limonitlinsen und Lagern des unterkrétazischen Tonschiefers (Roiba-, Cseru- und Voica-Berge) bewerkstelligt worden, deren Ausdehnung aber sehr gering ist. Diese kleinen Lager reichen stellenweise auch in den Diabas und in den Diabastuff hinein. Nach meinen bisherigen Untersuchungen sind diese manganhaltigen Erzmassen aus dem Diabas ausgelaugt worden.

Die jüngeren Gebilde werden in dem aufgenommenen Gebiete nur durch den aus dem Zerfallen der Eruptiven entstandenen Grus und grünlischen, rötlichen Ton (nyirok), sowie durch die Inundationssedimente repräsentiert, die stellenweise eine beträchtliche Mächtigkeit erreichen. Die diluvialen Gebilde sind manchmal rot, was auf ein tropisches Klima deutet.¹

¹ Diese jungen Gebilde besprach T. v. SZONTAGH eingehend in seinem Berichte für d. J. 1890 (pag. 70—71.). Seinem Berichte füge ich nur hinzu, dass die Menge sowohl der Verwitterungsprodukte (bohnenerzführender, roter und gelblicher Ton, etc.), als auch des entstandenen Bodens infolge der unvernünftigen Waldrodung sich beständig vermindert, so, dass an den Orten, wo SZONTAGH auf seiner Karte noch solche angab, jetzt grösstenteils nur mehr nackte Felsenmassen vorzufinden sind.

Wenn wir jetzt die Gebilde des südöstlichen Abhanges des Drócsa-Gebirges mit denen der nachbarlichen Gebirge vergleichen, finden wir, dass seine riesige Diabasmasse in einem organischen Zusammenhange mit der gleichartigen Masse des Kőrösbányaer Teiles des Erzgebirges steht; die granodioritische Serie (Granit, Granodiorit, etc.) betreffend können wir feststellen, dass die granodioritische Masse des Drócsa-Gebirges ein bisher in dieser Hinsicht noch nicht bekanntes, also ein bisher noch fehlendes Kettenglied jenes mächtigen kreide-paläogenen Eruptivbogens ist, der vom Balkan herüberkommend, sich von den Bánáter Gebirgen bis zum NW-Grenzgebirge Siebenbürgens zieht und in welchem vulkanischen Bogen die abyssischen und hypabyssischen Gesteine der Granodiorit-Serie eine wichtige, an vielen Orten vorherrschende Rolle spielen.

TAFELERKLÄRUNG.

1. Mikrogranitporphyr, Pernyefalva, Siriponi-Berg. Ein quarzreicher, dichter Teil des Grundgewebes. Vergr. 10fach, + Nicols.
2. Granodiorit, Temesd, Sumányer Masse. Vergr. 10fach, + Nicols.
3. Granodioritporphyr, Soborsin, Cruntavier Gegend. Grosse Grothitkristalle (der grösste misst 1·5 mm) und ein grosses Magnetitkörnchen mit vielen Apatit-Einschlüssen. Vergr. 9fach, + Nicols.
4. Quarzdiorit, Soborsin, Fertyó-Bach. Vergr. 10fach, + Nicols.
5. Diorit, Temesd, Kopasz-Bach. Die grünlichbraunen Hornblendekristalle zeigen durch die vielen Plagioklas-, wenigen Apatit- und spärlichen Augit-Einschlüsse eine Siebstruktur. Vergr. 10fach, + Nicols.
6. Mikrodiorit, Temesd, Cruci-Berg. Die panidiomorphe Struktur ist typisch in dieser basischen Randfazies, worin die farbigen Mineralien (Hornblende, Magnetit und Augit) vorherrschen. Vergr. 10fach, + Nicols.

A Drócsa hegység DK-i részének petrogeologiai viszonyai.

Irta: DR. SZENTPÉTERY ZSIGMOND.

Erdély nyugati határhegységének ez a láncszeme déli nagyobb felében uralkodólag diabázból és egyéb gabbroidális kőzetekből áll. A Maros felé eső részben meglehetősen mennyiségű fiatalabb, granitodioritos eruptivum is van, de csak kisebb, nagyobb, egymástól izolált foltokban. A tógerinc kréta-korú hatalmas üledékterületétől délre eső eme vidéken az üledék valóság-gal minimális.

A Vámi, Torjási és Toki, stb. völgyek s kifejlett vízrendszerük által fel-tárt vidék uralkodó képződménye a felületen a szpilitdiabáz, mely lefelé szem-csés ofitdiabázba, ez viszont gabbrodiabázba, végül a völgyek legmélyebb részén pár helyütt gabbroba megy át. A gabbro fő előfordulási helye Temesd és Felsőköves (Cuias) vidéke, ahol azonban a granitodioritos kőzetek fel-nyomulása darabokra tépte az egykori gabbrotömeget. Temesd és Soborsin közt olivingabbro és gabbroperidotit is előfordul.

A szpilitdiabáz, ofitdiabáz és diabázporfirrit hatalmas gömbös tömegekben jelenik meg sok helyütt, melyek felületes szemlélésnél agglomeratnak látsza-nak. Pedig agglomerat és tufás képződmény nem sok van, legnagyobb terü-leten a torjási Roibahegyen, továbbá Tok vidékén, ahol változatos kifejlődésű diabázüvegek, sőt melafir is előfordul.

E gabbroidális kőzetek képződésének pontos korát nem igen lehet meg-állapítani ebben a hegység részben. Mindössze annyi a bizonyos, hogy ezek sok idővel az itt található júra (dogger?) mészkő lerakódása előtt képződtek, amely, mint helyzetéből és zárányaiból kitűnik, akkor rakodott le, amidőn az abrasio már a mélyen fekvő gabbroig lehatolt. Valószínű, hogy kitérésük összeesik az Erdélyi Érchegység triász-korú diabázjaival, amellyel különben egy geologiai testet alkotnak.

E régi eruptivumok képződése után lerakodott üledékeknek csak csekély foszlányait találjuk ma már, így breccias júramészkövet (dogger?) Felsőköves vidékén és alsókréta agyaggalát Torjástól délre. Mindkét üledékfoszlány igen fontos az itteni eruptivumok kormeghatározása szempontjából.

A radioláriás alsókréta agyaggala lerakódásának végén újra meg-kezdődött a vulkáni működés. Az akkor képződött eruptivumok főtömege Soborsin és Temesd (Temesesti) vidéken van, anyaga pedig főleg granodiorit és mikrogranitporfir, alárendelten gránit, mikrogránit és különböző dioritfajta.

A soborsin-temesdi gránit-granodiorittömeg alkotása olyan, hogy anyaga a legbelső részen (Jánoshegy, Dobrusa, Fertyó, stb.) a legsavanyúbb és pedig granititból áll, az kifelé rövid úton, de fokozatosan amfibolgranititá válik, amely analógiák alapján már savanyú granodioritnak nevezhető és igen gyorsan átmegy igazi granodioritba, amelyből áll a tömeg legnagyobb része. A granodiorit-tömeg a külső részen a gabbroidális terület felé fokozatosan megy át kvarcdioritba, legkívül dioritba. Ez a dioritos szegély vékony és itt-ott a legkülső szélén már egészen bázisos kőzet, egy mikrodiorit fajta hatá-rolja a diabáz felől. E szélső fáciesek igen sok, részben beolvasztott gabbroi-

dalís zárványt tartalmaznak. Az áttörés által érintett gabbroidalis kőzeteknél egyébként a kontaktmetamorfozis általános.

A sok helyütt megfigyelhető fokozatos átmenet a gránittól a mikro-dioritig azt bizonyítja, hogy teljesen egybetartozó tömeggel van itt dolgunk, amelyben a különbséget az asszimiláció és differenciáció együttes hatása idézte elő. Mindkettőre kitűnő példákat találunk, főleg a Fertyó, Ripilor, Sumány és Rosali sziklás völgyeiben.

Ezzel a tekintélyes granodiorit-tömeggel szorosan összefüggnek azok a mikrogránit és mikrogranodiorit területek, amelyek részben savanyú széli képződmények, mint a gránit-hegyek legtetijén lévő előfordulások (Gauzásza, Grohotiu), részben a tömegből a diabázba behatoló hatalmas nyulványok (Cruntavi, Rustiu, Kaposel, stb.) részben a tömeget körülrajzó apróbb, nagyobb dykeok, teleptelések és telérek. A legnagyobb mikrogránit-terület Pernye-falva (Parnesti) mellett van.

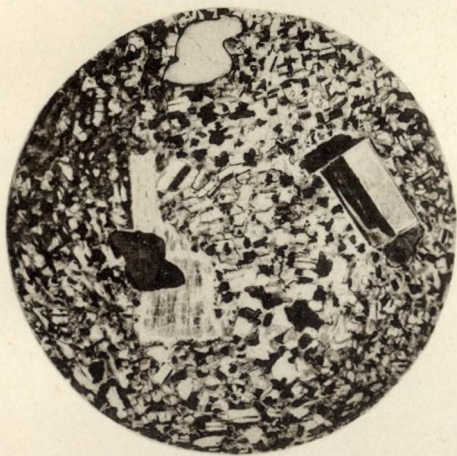
Torjástól délre a Gomililor vidéken klazmatikus anyagot is termelő porfirrok és porfirritok is előfordulnak, még pedig az alsókréta agyagpalával szoros összefüggésben. Ezekkel kapcsolatban az az érdekes probléma vetődhet föl, vajjon ezek is összefüggenek-e genetikailag a granodiorit-tömeggel? Több ok szól mellette, legalább is ugyanannyi kétely ellene. A dolgot úgy is fel lehet fogni, hogy ezek az apró szórványos kitérések kezdették meg északon azt a vulkáni ciklust, amely délre innen később a granodioritot is szolgáltatta s amelynek képződése talán a krétán túl is terjedt. Lehet azonban az is, hogy e tufát is szolgáltató erupciók és a granodiorit sor tagjainak felnyomulása két különböző vulkáni ciklust képvisel — ezt eldönteni e vidéken nem lehet. Ennél a nehéz kérdésnél ajánlatosnak látszik tekintetbe venni, hogy e klazmatikus porfirrok és porfirritek óriási albitartalma az Erdélyi Érchegység keleti szegélyén: Csáklya és Ompolyica között, továbbá Bedellő vidékén előforduló eruptívumokra emlékeztet, melyek szintén radioláriás alsókréta eruptívumokkal vannak összefüggésben. Az Érchegység e vidékén (Ompolyica, Nagyág) granodioritok is előfordulnak, amelyek azonban az eddigi, jóllehet szórványos észleletek szerint a klazmatikus eruptívumokkal nincsenek összefüggésben.

E kérdésnél, melyet nem tartok lezártak, fontosabb szerintem az a tény, hogy a tufát is szolgáltató effuzívumok a Gomililor-patakban keresztültörték az alsókrétát, melyre tufájuk közvetlenül reá is telepedett. De bár a porfirrok kitérésének kezdete (a tufaképzés) az alsókréta agyagpala lerakódásához közvetlenül csatlakozott is és szintén radioláriás mély tengerben kezdődött, nagyrésztük mégis jóval fiatalabb annál, hiszen a már diagenézist szenvedett alsókrétát törte át. A tufák fekvőjüktől pár dm-re felfelé még nyomokban sem tartalmaznak többé radioláriát és fentebb fekvő rétegeik nem követik már az agyagpala gyűrődéseit sem.

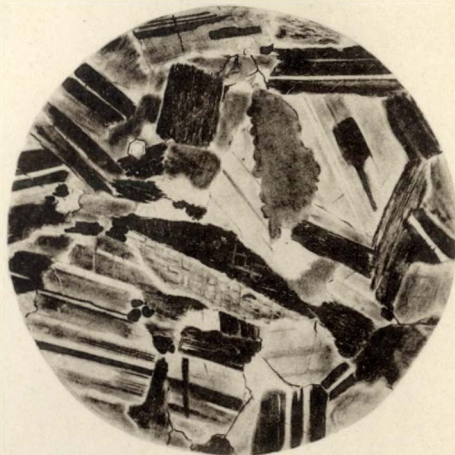
Ha már most a Drócsa eme DK-i részének képződményeit a szomszédos hegységekével összehasonlítjuk, azt találjuk, hogy diabázitömege szerves összefüggésben áll az Erdélyi Érchegység kőrösbányái részének hasonló tömegével, melynek a Maros eső részében nagy tömegben találjuk meg az említett breccsiás júra (dogger?) mészkövet is. A granodioritos sorozat tanulmányozásából pedig az tűnt ki, hogy a Drócsa e tekintetben igen fontos láncszeme annak a vulkáni ívnek, amely a Bihartól a Bánsági hegységekig húzódik. Különösen feltűnő a rokonság a vegyi tulajdonságok alapján is, a Bihar és Drócsa hasonló kőzetei közt. A vegyi elemzések, ill. a differenciációs diagrammok alapján bebizonyult, hogy a magmatikus hasadás menete mindkét hegység granodioritos kőzeteinél csaknem azonos; mindkét terület eme kőzeteinél egyformán emelkednek és esnek a megfelelő egyforma értékek. Ugyancsak ezt mutatja az izofalia is.

A fiatalabb képződményeket a Drócsa e részében mindössze az eruptívumok széthullásából származó dara és nyirokféle anyag, továbbá az árterek üledékei képviselik, melyek helyenként tekintélyes vastagságúak.

	Seite	
Einleitung, Literatur und Einteilung der Gebilde	191	(3)
Kontaktmetamorphes, paläozoisches (?) Sediment: Epidosit	195	(7)
Gabbro, Olivingabbro und das Ganggefolge	196	(8)
Diabas, Diabasporphyr und ihre Tuffe	205	(17)
Melaphyr	217	(29)
Jurassischer Kalkstein	217	(29)
Kretazischer Tonschiefer	219	(31)
Granit, Granodiorit und das Ganggefolge	221	(33)
Quarzdiorit, Diorit und das Ganggefolge	238	(50)
Mikrogranit, Mikrogranitporphyr etc.	242	(54)
Mikrodiorit, Dioritporphyr etc.	251	(63)
Porphyr-Porphyr tuff	257	(69)
Analoge Gesteinsprovinzen	259	(71)
Petrochemische Verhältnisse	260	(72)
Gemeinsame Merkmale	295	(107)
Zusammenfassung	305	(117)
Ungarischer Auszug	314	(126)



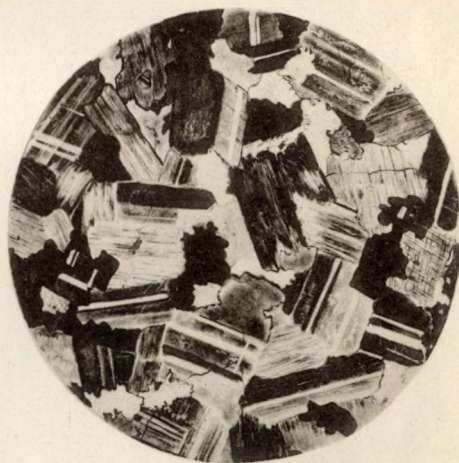
1



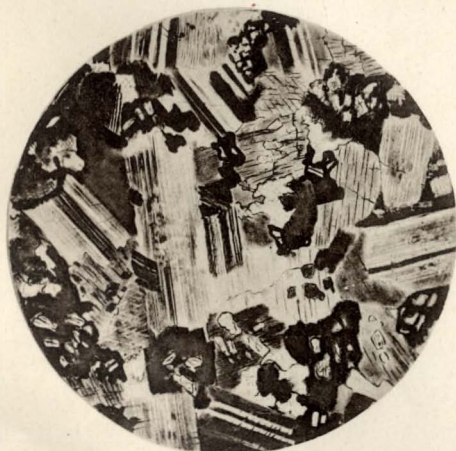
2



3



4



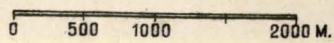
5



6

GEOLOGISCHE KARTE DES SO. TEILES DES DRÓCSA GEBIRGES.

Masstab:



Zeichenerklärung:

- Gabbro, Olivingabbro, Gabbrodiabas
- Diabas, Diabasporphyr, Diabastuff
- Breccidser Kalkstein (Dogger?)
- Tonschiefer (Kreide)
- Granit, Granodiorit
- Mikrogranit
Granodioritporphyr
- Quarzdiorit, Diorit
- Qu. dioritporphyr
Dioritporphyr

