

Beiträge zur Kenntnis der transdanubischen Basalte von Kis-Sitke und Gérce.

von Dr. MARIA SZÜCS.

Zwischen den Ortschaften *Kis-Sitke* und *Gérce*, Ö-lich von *Sárvár* erheben sich mehrere vulkanische Kuppen, die z. T. aus dichtem Basalt (*Hercég-Berg*), z. T. aus Tuff (*Nemes-Berg* und *Pel-Berg*) bestehen. Dieses Basaltvorkommen ist ein Glied jener Serie von selbständigen vulkanischen Kegeln, die im Komitat Vas, NW-lich vom Bakony-Gebirge längs Bruchlinien angeordnet sind.

In der vorliegenden Arbeit mache ich auf Grund meiner an Ort und Stelle durchgeführten Studien und Aufsammlungen die basaltischen Gesteine der zwischen Kis-Sitke—Gérce gelegenen vulkanischen Kuppen, sowie die Tuffe des von den Ortschaften O-lich gelegenen Basalttuffgürtels bekannt. Bei meinen Untersuchungen arbeitete ich aber auch das von Frl. P. ERÖS dort gesammelte Material auf.

Das Fundament dieser vulkanischen Bildungen besteht aus glimmerigem pontischem Sand und das Basaltvorkommen liegt unmittelbar neben den Schuttkegeln, die den oberen Lauf der *Rába* begleiten. Die Lage der Tuffe beweist, dass die vulkanische Tätigkeit mit einer Ascheneruption einsetzte, deren Material auf ein in 150—160 m absoluter Höhe gelegenes Gelände gestreut wurde, wo es stellenweise auch heute eine 30—35 m mächtige Schichtenserie bildet. Z. T. diese Tuffdecke, z. T. die Lavaergüsse schützten dann die lockeren, sandig-tonigen Liegendschichten gegen die Erosion.

Vom *Hercég-Berg* W-lich zieht eine jüngere Schotterdecke in N-S-licher Richtung, O-wärts bildet eine sandige und klein-

schotterige Sedimentreihe seine Grenze. Der Tuffgürtel von Sitke ist gleichfalls von sandigem Schotter umgeben, dem sich von aussen alluviale Ablagerungen anlehnen. Die in der Tuffdecke des Herceg-Berges vereinzelt auftretenden Basaltmassen sind Resultate isolierter Eruptionen, von welchen die beiden grösseren die dominierenden Höhen (230 und 182 m) des Herceg-Berges bilden.

Der Herceg-Berg besteht überwiegend aus Basalttuff, aus dessen sanfterem Gelände sich die kompakten Basaltkegel erheben.

Mit dem oben umschriebenen Gebiet, besonders aber mit dem Tuffgürtel von Sitke befassten sich von geologischem Gesichtspunkt mehrere Forscher, eine eingehende petrographische Beschreibung gibt jedoch keiner derselben.

K. HOFFMANN (1). hält den Tuffgürtel von Sitke für die Ruine eines mit offenem Krater erhalten gebliebenen, alleinstehenden Tuffvulkans. A. SIGMUND hält diese Rekonstruktion des ehemaligen Vulkans für eine kühne Phantasie. (2). St. VITALIS (3). schliesst sich der Ansicht Sigmund's an. L. v. LÓCZY sen. (4). sieht im Tuffgürtel von Sitke die Anhäufung aus mehreren Schloten ausgestreuter Tuffmassen, aber keinen einfachen Krater.

Eingehender befasste sich mit diesem Gebiet L. JUGOVICS (5)., der die Resultate seiner Beobachtungen im folgenden kurz mitteilt: „Der Ausbruch durch die pontischen Sandschichten begann mit Aschenregen und die Tuffschichten wurden später von der durch mehrere Kanäle ausfliessenden Lava durchbrochen. Die Einheit der vulkanischen Massen wurde durch die Erosion gestört, und dieselben wurden von W her vom diluvialen oder noch jüngeren Schotter fast vollständig überdeckt. Später führte die Erosion einen Teil der Schottendecke fort und legte die Eruptivmassen soweit frei, soweit sie heute frei liegen“. Im weiteren bespricht er dann die Basalttuffe ganz kurz. In neuerer Zeit bespricht St. FERENCZI (6). in seinen geologischen Studien auch die Form und Entstehung des dreifachen Tuffgürtels von Sitke, den er für einen, die allerletzte Phase des Basaltvulkanismus bezeichnenden, mit den Campi Flegrei vollkommen übereinstimmenden Vulkan mit selbständigem Krater betrachtet. Die Entstehung des Tuffgürtels stellt er in das

untere und mittlere, die postvulkanische Tätigkeit in das obere Levantikum und in das Pleistozän.

Basalte.

In diese Gruppe gehören die dichten, grauen, mitunter bläulichschwarzen, in der Regel muschelig brechenden Gesteine der isolierten Basalkuppen des *Herceg-Berges*.

Schon *megaskopisch* fällt der reichliche Olivinegehalt dieser Gesteine auf. Dimensionen der Kristalle zwischen 1—6 mm, häufig sind Olivinknollen mit 4—5 cm Durchmesser. In einzelnen Gesteinen ist auch Feldspat mit glänzenden Spaltungsflächen zu erkennen. Ein Teil der Gesteine ist schlackig. Die meist in der Flussrichtung gestreckten Löcher sind mit rötlich-braunen Calcitkristallaggregaten und strahlig-faserigem Aragonit ausgefüllt. In anderen Fällen sind die Wände der Hohlräume mit rostbraunem Limonit oder grünem Chlorit überzogen.

Einzelne Gesteinspartien, welche mutmasslich die Oberfläche der einstigen Lavaströme bildeten, sind schwammartig schlackig. Die kleinen Poren sind stellenweise durch Chlorit oder ein anderes Zersetzungsprodukt ausgekleidet. An einzelnen Stellen sind, 0,5 cm grosse Einschlüsse aus Sandstein zu beobachten, welche nur an den Rändern eine geringfügige Umänderung erlitten. Das Innere der Einschlüsse besteht aus Quarzkörnern zwischen 0,07—0,17 mm und untergeordneten Fragmenten saurer (Oligoklasandesin-) Feldspate. An der Peripherie der Einschlüsse drang zwischen die Gemengteile des Sandsteins die Basaltlava ein und erstarrte dort glasig.

Unter dem Mikroskop lässt es sich feststellen, dass porphyrisch grosse Kristalle nur der *Olivin* bildet. Die übrigen kristallinen Gemengteile gehören sozusagen zur Grundmasse. Letztere ist im allgemeinen hypokristallinisch-intersertal, stellenweise holokristallinisch und ziemlich grosskörnig. Das minimale Glas ist mitunter hellbraun. Die Mikrolithe sind vorwiegend 0,03—0,11 mm messende *Augite*, deren Kristalle häufig Juxtapositions-Zwillinge nach verschiedenen Domaflächen sind. Einzelne Kristalle sind von Querspalten durchsetzt, längs welcher Magnetit zur Ausscheidung gelangte. An den Oberflächen ist

mitunter auch Limonitisierung zu beobachten. Auf Grund der optischen Eigenschaften können dreierlei Augite unterschieden werden, von denen der *gewöhnliche Augit* die vorherrschende Rolle spielt. Er bildet in der Regel gedrungene Prismen oder isometrische Körner. Farbe blass gelblichbraun, manchmal mit grünlichem Stich. $n_g \angle c = 52-54^\circ$. Bescheidener ist die Rolle des verhältnismässig grössere Kristalle bildenden *Titanaugits*. Die Individuen zeigen prismatischen Habitus, sie sind oft zonar, manchmal mit Sanduhr-Struktur. Pleochroismus: $n_g =$ rötlich violett, $n_m =$ violett, $n_p =$ grünlichgelb, $n_g \angle c = 58-68^\circ$. Der Unterschied in der Auslöschung der Zonen kann sogar bis $8-14^\circ$ steigen, was auf Änderungen der chemischen Zusammensetzung deutet. In den an Ca-reicheren Gesteinen kommt auch eine dritte Abart des Augits, namentlich der *diopsidische Augit* vor. Farbe: grünlich blassgelb, Gestalt kurz prismatisch. Auslöschung: $n_g \angle c = 35-41^\circ$. Die Augite enthalten als Einschlüsse Magnetit Apatit und Glas. Einzelne Pyroxen-Mikrolithe zeigen nur an einer Hälfte Amphibolisierung, während in anderen Fällen das ganze kleine Prisma umgewandelt ist.

Der *Feldspat* bildet Leisten von $0,03-0,13$ mm, seltener Platten nach (010). Häufig sind Zwillinge nach dem Albit- und dem Karlsbader Gesetz. Die zur Bestimmung geeigneten Feldspatkristalle gehören auf Grund ihrer optischen Eigenschaften zu den *Labrador-* und *Andesin-*Reihen. Schmale Feldspatleisten erwiesen sich auf Grund ihrer Auslöschungswerte ebenfalls als saure Labrador-Arten. Als Einschlüsse kommen Magnetit, Apatit, isotropes Glas und sehr selten Pikotit in den Feldspäten vor.

Am Südhang des Herceg-Berges, im I. Steinbruch SW-lich von der Kote 182 m enthalten die Gesteine kleine *Amphibolkristalle*, die meist in Gruppen zusammentreten. Ihre maximale Grösse ist $0,16$ mm. Pleochroismus stark: $n_g =$ dunkelbraun, $n_m =$ braun, $n_p =$ bräunlichgelb, $n_g \angle c = 11^\circ$, es sind demnach Mikrolithe des *basaltischen Amphibols*.

Der *Olivin* kommt entweder in annähernd isometrischen, sehr kleinen Körnern, oder in grossen, porphyrischen Kristallen vor, letztere sind prismatisch, aber selten idiomorph; infolge magmatischer Korrosion und Resorption sind die meisten Kristalle an der Peripherie abgerundet, sehr häufig eingebuchtet.

In die so entstandenen Hohlräume reicht die Grundmasse hinein, deren Grenze mitunter Eisenerz-Ausscheidung begleitet. Die Veränderung des Olivins erfolgt in der Regel an den terminalen Enden oder längs der transversalen Absonderungsflächen. Als Zersetzungsprodukt tritt z. T. *Chlorit*, u. zw. in zwei Varietäten, namentlich als *Pennin* und *Klinochlor* auf. Der letztere spielt eine bedeutend untergeordnetere Rolle. Pleochroismus des Pennins $n_g =$ gelblichgrün, $n_p =$ bläulichgrün. Farbe der Doppelbrechung anomal. Demgegenüber ist der Klinochlor lebhafter grün gefärbt, mit gutem Pleochroismus, seine Doppelbrechung ist stärker, wie die des Pennins. Optisch positiv, Öffnung der optischen Achsen klein.

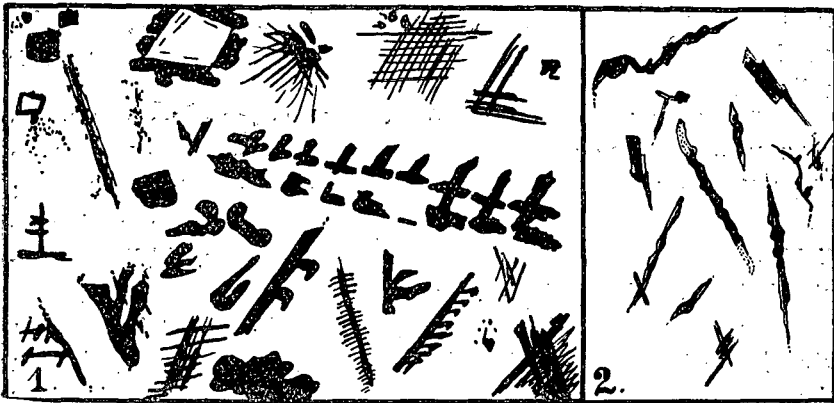
Die *Serpentinisierung* steigert sich in einzelnen Gesteinen dermassen, dass das Innere der Olivinkristalle pseudomorphosenartig von Serpentin ausgefüllt wird. Der Serpentin zeigt manchmal einen starken Pleochroismus: $n_g =$ gelb, grünlichgelb, $n_p =$ orange gelb oder orangerot. Öffnung der optischen Achsen maximal um 25° , der Serpentin kann also auf Grund seiner optischen Eigenschaften z. T. als *Iddingsit* bezeichnet werden.

Von seinen Einschlüssen ist der *Pikotit* der häufigste, der in kleinen, 0,01—0,05 mm messenden, idiomorphen, selbständigen Kristallen oder in Kristallgruppen erscheint. Seine Kristallform ist der Oktaeder, dessen Ecken in der Regel durch den Hexaeder abgestumpft werden. Farbe: grünlich-braun, mit dunklen Umrissen als Folge der mit der starken Lichtbrechung zusammenhängenden Totalreflexion. Seine kleineren Körner sind aus diesem Grunde mitunter ganz dunkel und erinnern an Magnetit. Die Kristalle sind manchmal mit ihren Prismen in parallele Reihen geordnet. Als Einschlüsse kommen noch Magnetit und seltener leistenförmiger Ilmenit, ferner auch Apatit, Augit und isotropes Glas vor.

Das Erz kommt in diesen Gesteinen in zweierlei Variationen vor, u. zw. überwiegend als *Magnetit*, untergeordnet als *Ilmenit*. Die Rolle des letzteren wechselt z. T. nach Fundorten, z. T. nach den Niveauunterschieden der Aufschlüsse. In grösster Menge ist er im Gestein des von der Kote 182 m NW-lich gelegenen, isolierten kleinen Basaltkegels enthalten.

Die Erscheinung des *Magnetits* ist abwechslungsreich. Er

bildet im allgemeinen 0,02—0,05 mm messende Körner, oder gut erkennbare Oktaëder, gleichmässig in die Grundmasse eingestreut. Stellenweise sind die Körner dichter angehäuft, mitunter bilden sie grössere Gruppen. Es kommen auch bis 0,09 mm grosse, unregelmässige, stellenweise abgerundete Körner vor; die sich manchmal als von mehreren Körnern zusammengesetzte Gruppen erweisen. In einzelnen Gesteinen (Aufschluss NW-lich vom Herceg-Berg, Kote 182 m) bildet der Magnetit kristallskelettartige Formen. Bei stärkerer Vergrösserung lässt es sich feststellen, dass die Skelette aus aneinander gereihten, winzigen Kristallen bestehen. Der Magnetit bildet auch Trichite, die z. T. gedrunken keulenförmig, z. T. haarfein und mitunter verbogen



1. Ilmenit-Skelette im Basalt. 2. Titaneisenglimmer-Skelette im Basalt.

sind. Es kommt auch vor, dass grössere Magnetitkörner oder Pyroxenmikrolithe kranz- oder pinselförmig von Trichiten umringt werden. Bezüglich der Rolle der Trichite lässt es sich feststellen, dass sie besonders in den glasreicheren Partien der Gesteine reichlicher vorkommen.

Der *Ilmenit* bildet verschieden dicke und lange, maximal 0,11 mm messende Leisten, Kristallskelette oder unregelmässige, an den Rändern korrodierte Gruppen. Er ist im allgemeinen frisch, nur selten von einem leukoxenischen Rahmen umschlossen, Farbe manchmal bezeichnend kastanienbraun. In einzelnen Gesteinen (Herceg-Berg, O-lich Kote 182) kommt auch der Ilmenit in Gestalt von Trichiten vor, die aber von

jenen des Magnetits abweichend, eher in kürzeren Nadeln und in Gruppen auftreten.

Der *Titaneisenglimmer* ist in diesen Gesteinen gerade so, wie ihn B. MAURITZ und H. F. HARWOOD (7) in den Basaltgesteinen der Tátikagruppe beschreiben. Er ist ein ziemlich verbreiteter Gemengteil. In grösster Menge ist er in den an Ilmenit reichen Teilen zu finden. Er bildet nelkenbraune Platten von 0,05—0,12 mm Grösse. Die Platten sind meistens opak, nur die dünneren Ränder sind bräunlich durchschimmernd. An einigen Orten kommt er in sehr abwechslungsreichen, manchmal zickzackartig gebänderten Platten vor.

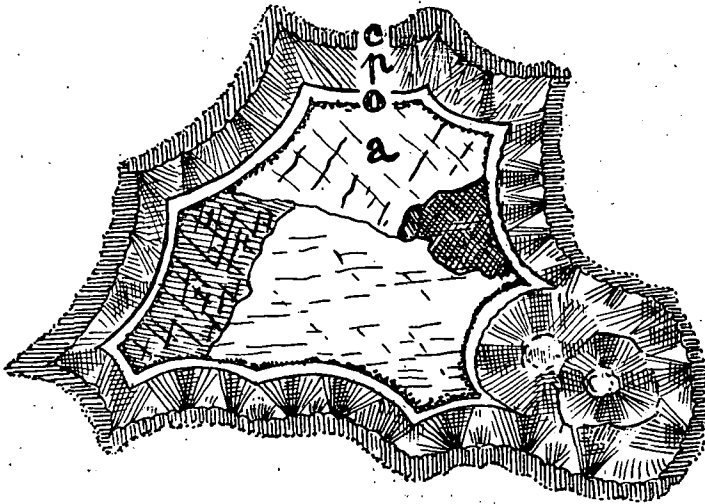
Der *Apatit* erscheint in den glasigen Partien der Grundmasse in Gestalt maximal 0,15 mm grosser, farbloser, selten blassgrüner Nadeln. Ausnahmsweise bildet er auch kurze, prismatische Körner. Kommt als Einschluss in jedem Gemengteil vor.

Im Gestein vom Herceg-Berg, Kote 182, kommt auch *Rhönit* in 0,02—0,04 mm grossen Leisten oder unregelmässigen Kristallen mit zerschlissenen Rändern vor. Pleochroismus: n_g = rötlichbraun, mitunter kaffeebraun, n_m = braun und rötlichbraun, n_p = grünlichbraun, hell kaffeebraun. Tritt hauptsächlich in der Nähe der Pyroxene auf.

In der intersertalen Grundmasse einzelner Gesteine kommt eine Mesostase mit fleckiger Doppelbrechungsfarbe vor, die ich daraufhin untersuchte, ob diese Gesteine nicht Nephelin in ihrer Grundmasse enthalten? Nach 10 Minuten andauernder [REDACTED]-Gallenbil-
dung mittels normaler HCl behandelte ich das Präparat 2—3 Minuten hindurch mit einer dünnen Lösung von Methylenblau. Nach Abspülung mit Wasser konnte festgestellt werden, dass sich das Material der Mesostasen in kleineren Flecken blau gefärbt hatte. Es kann demnach mit grosser Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass die Grundmasse dieser Gesteine auch minimale Mengen von Nephelin enthält. Ich halte es für wichtig festzustellen, dass das Methylenblau auch die im Umkreis der Olivine vorkommenden chloritischen und serpentinischen Zersetzungsprodukte intensiv blau färbte.

In den Gesteinen des Herceg-Berges sind oft mikroskopische (0,18—0,41 mm), unregelmässige oder mitunter elliptische Mandelhöhlen sichtbar, deren Inneres mit *Aragonit* ausgefüllt

ist. Die Wände der kleinen Blasenräume weisen meist einen konzentrisch-schaligen Bau auf, dessen Schichten von aussen nach innen die folgenden sind: 1. sehr schmaler, dunkelgrüner Chlorit, 2. radialfaseriger, breiterer, hellgrüner Chlorit (Pennin), 3. isotrope Opalschicht, 4. opake Pigmentkörner, 5. zu innerst ein Haufen grösserer Aragonitkörner. Öffnung der optischen Achsen des Aragonits: 18° .



Hohlraum mit Aragonit, Opal etc. + Nic. 45 X.

a, Aragonit, o, Opal, an der inneren Seite mit magnetitkörner, c, Klinochor, p, Pennin.

Es kommen auch noch kleinere Mandelhöhlen vor, deren Inneres in einem radialfaserigen Chalcedonrahmen von einem Haufen unregelmässiger Quarzkörner ausgefüllt ist.

*

Einzelne Gesteine aus dem Steinbruch O-lich von Kote 182 m des Herceg-Berges zeigen eine *kokkolithische* Struktur. Das Gestein ist nicht gleichmässig grau, sondern zeigt kleinere-grössere, hellgraue Flecke, die vermutlich durch die Einwirkung der Atmosphärrillen entstandenen Veränderungen entsprechen. Das Gestein verlor seine Gleichmässigkeit und zerfällt an gewissen verborgenen Absonderungsflächen entlang in eckige Stücke. Die Kokkolithisierung dieser Gesteine ist auf Änderungen der chemischen Zusammensetzung und im Zusammenhang hiermit auf eine eigenartige Ausbildung der Grundmasse zu-

rückzuführen. Es ist aber auch nicht unmöglich, dass in gewissen Teilen des Basaltkegels das Auftreten des Nephelins in grösserer Menge, und die Neigung dieses Minerals zur Zersetzung die verschiedengradige und an verschiedenen Stellen abweichende Veränderung und Zerbröckelung des Gesteins verursacht. Hierfür spricht auch die Beobachtung, dass [REDACTED] diese Gesteine [REDACTED] und mit Methylenblau ^{sich} besser färben lassen, wie die übrigen Basalte. Die mineralische Zusammensetzung und die Struktur dieser Basalte stimmt mit den übrigen Basalten überein, bloss ihre Veränderung ist verhältnismässig stärker, was sich hauptsächlich im Auftreten der sekundären Minerale offenbart. Der Chlorit (Pennin) erscheint stellenweise auch in schmalen Adern und als Ausfüllungsmaterial von Trennungsspalten und Klüften.

Basaltbrekzien und Tuffe.

Der grösste Teil der Masse des *Hercég-Berges* und der Tuffgürtel des *Pel-Berges* werden von Basaltbrekzie und Tuffvarietäten aufgebaut, die in ihrer Erscheinung grosse Abwechslung zeigen. Die Tatsache, dass diese beiden selbständigen Höhen sich in annähernd gleicher Höhe aus der alluvialen Ebene erheben, und an beiden dieselben Gesteinsarten anzutreffen sind, spricht dafür, dass die Masse dieser beiden Berge einst eine zusammenhängende Tuffdecke bildete, die später durch die Erosion zerschnitten wurde.

Die Eruption des Basalts setzte demnach mit dem Ausstreuen von Tuff ein, dessen Schichten von Basaltlava durchbrochen wurden, die durch mehrere isolierte Schloten heraufdrang.

Der grösste Teil der Trümmergesteine besteht aus Brekzien. Die *Brekzie* ist in den Steinbrüchen am O-lichen Teil des *Pel-Berges* am schönsten aufgeschlossen, kommt aber auch im Gebiet des *Hercég-Berges* vor. Die Dimensionen der Komponenten sind verschieden, maximale Grösse derselben 4—5 cm. In der Regel wechseln sich feiner- oder gröberkörnige, mehrminder mächtige Tuffbänke mit einander ab, deren Lagerung den sedimentären Charakter deutlich zur Schau trägt. Die Elemente der gröberkörnigen Basaltbrekzie sind durch gelblich-

oder bräunlich-graue, feinkörnige Asche verkittet, die mit HCl kräftig aufbraust, also Karbonate reichlich enthält. Stellenweise sind 1,5—2 cm grosse Olivinknollen und 5—8 mm grosse Mergelstücke eingeschlossen.

Wo die Brekzienschichten an die Oberfläche treten, wird die kalkige Bindesubstanz durch die Atmosphärenteilchen herausgelöst, wodurch die eckigen Komponenten ihren ursprünglichen Zusammenhang verlieren und durch die geringste mechanische Einwirkung von der Oberfläche des Gesteins losgelöst werden. Rötlichbraune eisenhydroxydische und gelblichgrüne chloritische Überkrustungen sind häufig. Im Umkreis der Kote 178 m des Pel-Berges bilden die Trümmer der zerfallenen Brekzie an den Hängen herabrollend, eine zusammenhängende Lage aus *Basaltgrus*, der durch toniges Eisenhydroxyd locker verzementiert ist. In einzelnen Horizonten schrumpfen die Dimensionen der Brekzientrümmer bedeutend zusammen und auch die Bindesubstanz spielt eine viel untergeordnetere Rolle. In diesen Schichten fehlen auch die Olivinknollen.

Der kompakteste, auch zum Abbauen geeignete Tuff kommt am *Nemes-Berg* vor. Das Gestein ist dunkelgrau und besteht aus Basalttrümmern, deren Dimensionen von, 0,2 bis 5 mm steigen und die durch geringe Mengen einer graulichweissen Bindesubstanz verzementiert sind. Unter dem Mikroskop erweist sich die Bindesubstanz als Calcitgemenge, das um die Körner eine schmale, faserige Kruste bildet und die Hohlräume zwischen den Trümmern in Gestalt von körnigen Calcithaufen ausfüllt. Die *Gesteinstrümmer* sind grösstenteils *Basaltrapillis*, in deren Zwischenräumen *Quarzkörner* fremden Ursprungs, untergeordnet farbiges *Glas* und kleine Feldspatkristalle Platz nehmen. Die Grundmasse der Rapillis besteht in der Regel aus grünlichbraunem Glas, in welchem kleine, leistenförmige Feldspatmikrolithe oft fluidal angeordnet sind. Untergeordnet kommen Augit-, Olivinkriställchen und Magnetitkörner in grösserer oder geringerer Menge vor. In die Spalten der Rapillistücke, sowie in die Klüfte der einzelnen mineralischen Gemengteile ist Calcit infiltriert. Calcit füllt auch die Korrosions Hohlräume des Olivins aus. An den Rapillistücken tritt als Zersetzungsprodukt des Pyroxens und Olivins Chlorit und Serpentin reichlich auf.

Die im Tuff erscheinenden Quarz- und Feldspat-Körner

gelangten gelegentlich der Ablagerung des Tuffes in die einzelnen Schichten. Der *Quarz* bildet 0,06—0,30 mm messende, unregelmässige, doch meist abgerundete Körner, es kommen aber auch Quarztrümmer oder Bruchstücke der Quarzanhäufungen von saueren Tiefengesteinen vor. Der *Feldspat* spielt eine untergeordnete Rolle, seine Dimensionen sind denen des Quarzes ähnlich. Auf Grund seiner optischen Eigenschaften gehört er in die *Andesin-* und *Labrador-*Reihe.

Zwischen die verschiedenen mächtigen Basaltbrekzienbänke sind 2—6 cm mächtige, dichte, *feinkörnige Tuffschichten* eingelagert. Diese bestehen vorherrschend aus einer Anhäufung von kleinen Basalt- und Glaskörnern, die durch feine Asche: farbige, isotrope, gläserige Bindesubstanz verzementiert werden. Zwischen die vulkanischen Sandkörner ist auch hier feinkörniger Feldspat, Quarz und Glimmer eingelagert, welche wahrscheinlich aus den benachbarten Sedimentgesteinen hineingelangten. Die Glaskörner sind abgerundet, elliptisch oder unregelmässig gestaltet, 0,11—0,21 mm gross. Unter den Einschlüssen kommen auch viele honiggelbe Palagonitstücke vor. Trotzdem kann das Gestein nicht als typischer Palagonittuff angesprochen werden, da in denselben Palagonitstücke nur untergeordnet erscheinen. Die vulk. Sandkörner enthalten im allgemeinen zahlreiche Gaseinschlüsse, ein Umstand, der für die Heftigkeit der Tuffexplosion spricht. Erzmikrolithe kommen im allgemeinen nur in geringer Menge vor. Die grösseren Körner, die Rapillis enthalten vorwiegend Olivin, Augit und Feldspat. Die glasreichen Stücke sind in der Regel intensiver gefärbt. Die Mikrolithe sind oft fluidal angeordnet. In der veränderten, grünlichbraunen Bindesubstanz kommen zahlreiche Fragmente von Olivin, Augit, Feldspat, Quarz und Glimmer vor,

*

Ich spreche Herrn Prof. Dr. S. v. SZENTPÉTERY meinen verbindlichsten Dank aus, der mir die nötigen Apparate, Instrumente, Präparate und die Bibliothek etc. seines Institutes zu gebrauchen erlaubte, mich bei der Arbeit mit Ratschlägen unterstützte und meine Exkursionen ermöglichte.

Literatur.

- (1). *K. Hoffmann*: Die Basaltgesteine des südlichen Bakony. Mitteilungen aus d. Jahrbuch d. kgl. Ung. Geol. Anstalt, Bd. III, Budapest. 1879.
- (2). *A. Sigmund*: Ein neues Vorkommen von Basaltuff in der Öststeiermark. Tschermark's min. et. petrogr. Mitteil., neue Folge, Bd. XXIII.
- (3). *St. Vitalis*: Die Basalte der Balatongegend. Resultate der wiss. Erforschung des Balatonsees. I. Bd., I. Teil, geol., petrogr., mineralog. und mineralchemischer Anhang, Wien, 1911.
- (4). *L. v. Lóczy sen*: Resultate der wiss. Erforschung d. Balatonsees. I. Bd., I. Teil, I. Sektion. Die geologischen Formationen der Balatongegend u. ihre regionale Tektonik, pag. 466, Wien, 1911.
- (5). *L. Jugovics*: Die am Fusse der O-lichen Endigung der Alpen und im Kleinen Ungarischen Alföld. (Tiefebene) im Komitate Vas auftauchenden Basalte und Basalttuffe. Jahresbericht d. Kgl. Ung. Geol. Reichanst. für 1915, erster Teil, Budapest, 1917.
- (6). *St. Ferenczi*: Geomorphologische Studien in der südlichen Bucht des Kleinen Ungarischen Alföld. Földtani Közlöny. (Geologische Mitteilungen) Bd. LIV., Budapest, 1924. (1925).
- (7). *B. Mauritz* und *H. F. Harwood*: Die Basaltgesteine der Tatika-gruppe. Math. u. Naturw. Anzeiger der ung. Akad. d. Wissenschft. Bd. LV. I. Teil pag. 75. Budapest, 1936.

*

Eingegangen am 12. November 1936.

A szegedi m. kir. Ferencz József-Tudományegyetem Általános és Szervetlen Vegytani Intézete.
Igazgató: Dr. KISS ÁRPÁD egyet. nyilv. rendes tanár.

Az ólom és az ezüst normalpotentialja.

Irta: FARAGÓ KÁROLY.

1. Bevezetés.

Az Általános és Szervetlen Vegytani Intézetben végzett elektromotoros erő mérések felvetették azt a kérdést, mi módon lehetne az ólomnak és az ezüstnek a normalpotentialját pontosan meghatározni és ezzel, az itt tapasztalható bizonytalanságokat kiküszöbölni. Ennek a kérdésnek kísérleti megvilágításával foglalkozom jelen dolgozatban.