

## Eruptivserie im Savóstale bei Lillafüred.

(Mit der Tafel III)

Von Prof. S. VON SZENTPÉTERY.

### Vorkommensverhältnisse der Eruptive.

Einer der interessantesten der im nördlichen Teile des Borsoder Bükkgebirges vorkommenden schmalen Eruptivzüge ist jener, der sich in der unmittelbaren Nähe von Lillafüred hinzieht. Diesen Zug kann man östlich von der Kolonie durch die Szentistván, Szárdoka, Nyavalyás und Tekenös benannten Waldteile bis zum Sebesberg verfolgen, wo er sich auskeilt; westlich von der Kolonie zieht er sich durch Fehérkőlápa bis zum Punkte 535 m des Gulicskaberges, wo er sich gegen Norden, in die Richtung des Dolkaberges schwenkt. Das Streichen des Zuges ist grösstenteils O—W-lich, es stimmt also mit dem Streichen des triadischen und karbonischen Kalksteins überein, unter denen er vorkommt.

Bezüglich der Tektonik dieser Kalksteine schreibt der ausgezeichnete Forscher der geologischen Verhältnisse des Bükkgebirges, Obergéolog Dr. ZOLTÁN SCHRÉTER folgendes:<sup>1)</sup> „Einige in grossem Ganzen E—W-lich streichende Antiklinalen und Synklinalen sind in der Gegend von Hámor und Lillafüred zu beobachten. Es müssen aber grösstenteils von N gegen S gerichtete schuppenförmige Überschiebungen in grösserem Teile des Gebirges vorausgesetzt werden, deren Kalkstein und Tonschieferschichten isoklinal nach N und NNE einfallen“.

Auf Grund der häufigen Einschlüsse und der an mehreren Stellen sichtbaren Kontakte beurteilt, sind die im erwähnten Zuge vorkommenden Eruptive grösserenteils jünger, als der Unterkarbonkalkstein, während sie — einige jüngere Durchbrüche abgerechnet — überall älter sind, als der Triaskalkstein.

---

<sup>1)</sup> Jahresbericht d. K. Ung. Geologischen Anstalt i. 1915. p. 396.

Einige von den sauersten und basischesten Gesteinstypen der Eruptivzüge von Lillafüred habe ich bereits besprochen;<sup>2)</sup> jetzt gelangen die Gebilde einer der wichtigsten Stellen des mittleren Zuges: die Gesteine des Savóstales, zur Besprechung.

Das Savóstal ist eigentlich ein kleiner, aber tiefer Graben, welcher vis-à-vis vom S—W-lichen Teil des Dolkaberges beim oberen Ende des Hámorer Sees in das Garadnatal mündet; es schneidet die Eruptivserie ganz durch, so, dass sein Verhältnis zu beiden Kalksteinarten<sup>3)</sup> ziemlich sichtbar ist.

Die Lagerung, die tektonischen Verhältnisse kann man aber in diesem teilweise zusammengerutschten tiefen Graben und an diesen, in verschiedenen Graden gepressten Gesteinen nur schwer feststellen. Wenn ich aber sämtliche, verlässlich scheinende Fallen in Betracht ziehe, dann zeigt sich, dass das ursprüngliche Fallen der stark gepressten Eruptive grösstenteils eine nördliche Richtung besitzt und sehr steil, zwischen 50°—80° bei den anstehenden Teilen ist. So also, wie bei den angrenzenden Kalksteinen. Interessant für die Lagerung ist, dass das Eruptivum scheinbar auf dem Mitteltriaskalkstein liegt, während sich ober ihm Untertriaskalkstein befindet. Dieses eigentümliche Verhältnis erklären die oben zitierten Worte SCHRÉTERS sehr gut.

Wenn wir die Gebilde des Savóstales erkennen wollen, so ist es am angezeigtesten, wenn wir unsere Untersuchung bei dem sich an der westlichen Seite der Talsohle erhebenden, Szakadás benannten Waldteile beginnen. Auf der Szakadásberglehne cca 30 m über der Talsohle (ungefähr 100 m entfernt von der Mündung) finden wir an der Grenze des Untertriaskalksteins einen eigentümlichen, an manchen Stellen bunten, hie und da brecciösen Porphyroid, dessen Hauptmasse gelblichgrau ist; er enthält aber auch grünliche Schichten und sehr reichlich violette und dunkelgraue Teile. Die Textur ist ausgesprochen schieferig und die farbigen Einschlüsse sind ebenfalls zu dünnen Lamellen zusammengedrückt. Die Absonderungsf lächen haben einen schwachen Seidenglanz. Das Gestein der Schichtenreihe

<sup>2)</sup> Acta Chem., Mineralogica et Phys. Tomus I. p. 10—43. Szeged 1928.

<sup>3)</sup> Nach den neuesten Untersuchungen von SCHRÉTER ist der Kalkstein, der das Eruptivum hier am unteren Teile des Savóstales unmittelbar überlagert, untertriadisch.

erwies sich bei den detaillierten Untersuchungen als gepresster *Porphyrtuff*, die sich darin befindlichen Breccien teilweise ebenfalls als Tuff, teilweise aber als stark gepresste, metamorphe Quarzporphyrfragmente. Was die geologische Lage betrifft, ist festgestellt, dass er unter den Untertriaskalkstein fällt, aber beim Kontakte habe ich weder bei dem einen, noch bei dem anderen eine Umänderung feststellen können.

Von hier zur Mündung des Savós hinunterschreitend, etwas südlich, an der Ostseite des Baches, an der Csavarósberglehne, finden wir wieder in grösseren Felsen die mit dem Untertriaskalkstein im Kontakt stehenden Eruptive. Dieses Eruptivum ist ein blassgelblichgrau gefärbter, schieferiger, dichter *Porphyritoid*, der sich als ein stark metamorpher, massiger *Oligoklasporphyr* erwies. Der Kalkstein wird durch eine dicke Bruchlinie vom Eruptivum getrennt und in keinem von denselben fand ich Einschlüsse vom andern.

Cca 70 m aufwärts vom Passe, ebenfalls auf der Csavarósberglehne, folgt eine noch stärker gepresste Gesteinsart, die grau mit einem geringen grünlichen Anflug gefärbt und dünn-schieferig ist. An ihren Absonderungsilächen mit schwachem Seidenglanz sind ziemlich viele, längliche Chloritpseudomorphosen sichtbar. Das Gestein konnte übrigens der Tuff eines dem vorigen ähnlichen Porphyrites: also *Oligoklasporphyrituff* sein.

Dieser *Tuffporphyritoid* von der Csavarósberglehne, wie es an den weiter oben nur hie und da zu Tage tretenden Felsen ersichtlich ist, setzt sich aufwärts im Tale fort, auch auf der Szakadáslehne, beinahe bis zur Stelle, wo sich der untere Serpentinweg scharf nach NO wendet. Nur an einer Stelle finden wir ein abweichendes Gebilde, einen grobporphyrischen *Porphyritoid*, in dem die Feldspate zu breiten Lamellen gepresst sind. Diese kleinere Felsengruppe scheint aber eine abgerutschte Masse zu sein: Von der Krümmung des Serpentinweges angefangen, kann man den erwähnten *Tuffporphyritoid* durch den Csavarós, in der Richtung des Szárdokaberges, im Aufschlusse des Csavarósgrabens verfolgen. Auf der Berglehne verschwindet er manchmal, dann tritt er aus dem Waldboden, der auch diesen kleinen Nebengraben an mehreren Stellen bedeckt, wieder zu Tage.

Im Csavarósgraben, in der Gegend des Punktes 460, finden wir aber ohne jeden Übergang ein ganz anderes Gebilde: rotbraunen, oder dunkelviolettblauen, massigen Oligoklasporphyrit, an welchem eine kleinere Pressung nur durch detaillierte Untersuchungen nachgewiesen werden kann. Dieses Gestein tritt an der steilen Berglehne aufwärts an mehreren Stellen zu Tage, und ganz oben, wo der kleine Graben beginnt, nahe zur Grenze des Mitteltriaskalksteins, bildet es einen scharfen Rand. Ringsherum finden wir an mehreren Stellen seinen meist agglomeratischen Tuff, der ebenfalls violettbraun ist und viele Einschlüsse der erwähnten Porphyritoidarten enthält. Der genannte Oligoklasporphyrit ist von sehr abwechselnder Ausbildung, stellenweise glasig und mandelsteinig, an anderen Stellen gleichmässig dicht, aber nirgends holokristallinisch, wenigstens ursprünglich war er es nicht. Er ist kleinporphyrisch, stellenweise mit sehr viel, an manchen Stellen mit wenig Feldspateinsprenglingen. Hier und da ist er stark brecciös.

Mit diesem interessanten, jedenfalls jüngeren Oligoklasporphyrit ganz identische Gesteine kenne ich an mehreren Stellen der gepressten Eruptivzüge von Lillafüred. Der schönste Aufschluss derselben befindet sich neben der Badekolonie im Szinvatale (ober den letzten südlichen Häusern von Hámor), wo er seinen eigenen Tuff durchbricht und mit Apophysen vielfach durchzieht. Auf dem grössten Gebiet kommt er samt seinem Tuff in Örvészölgyfő, im Ablakoskötale und in der Umgebung von Csurgó vor. Im Borovnyák benannten Waldteile kenne ich seine stark brecciöse, zersetzte Varietät. In neuerer Zeit brachte der Herr Oberarzt Dr. KARL MAUKS von hier den frischesten Oligoklasporphyrit des Zuges. An allen diesen Stellen tritt er als ganz separater Körper zwischen den gepressten Porphyritoiden auf, ausgenommen die Umgebung von Örvészölgyfő und Gerennávár, wo ich ihn mit kaum gepressten Quarzporphyr zusammen getroffen habe. Seine interessanteste Vorkommung ist aber im Barátsággarten, NO-lich von Lillafüred, im Waldgebiete von Ómassa, wo er den Triaskalkstein gut nachweisbar durchgebrochen und metamorphosiert hat. Hier ist er überhaupt nicht gepresst. Er kommt auch noch auf dem Dolkagipfel vor.

Zurückkehrend zu dem Hauptarme des Savóstales, zur scharfen Wendung des Serpentinweges, direkt unter demselben

(etwas weiter hinauf als der Csavaróser Tuffporphyritoid) finden wir an mehreren Stellen grössere und kleinere Felsenköpfe, deren dickschieferiges, lichtgrünes Gestein sehr viele längliche Chloritpseudomorphosen und zerdrückte, kleinere Feldspatlamellen zeigt. Diesen grünen Porphyritoid, der ursprünglich ein *massiger Porphyrit* (Amphibolporphyrit? Pyroxenporphyrit?) sein konnte, charakterisiert sehr, dass er stark zusammengebrochen, geklüftet ist und Verwerfungen zeigt. Infolgedessen besitzt er in seiner ganzen Ausdehnung überall Gleitflächen und reibungsbrecciöse Linien. Die Dicke der grünen Schieferserie schätze ich samt den kleineren Auftauchungen auf höchstens 50 m.

Im Hauptarme des Tales aufwärts aber habe ich kaum ein anstehendes Gestein gefunden, nur abgestürzte Blöcke und Gebrösel, unter welchen ein bläulichgrün gefärbter, dünn-schieferiger Porphyritoid vorherrscht, der sich bei näherer Untersuchung als ein solcher gepresster Porphyrituff erwies, in welchem der Quarz eine ziemliche Rolle spielt. Nur weiter oben, cca 180 m nach der Kreuzung des Serpentinweges, kommen wieder anstehende Felsen vor, deren Gestein stark gepresster, grobporphyrischer Porphyritoid ist. Diesen charakterisiert, dass in seiner dunkel gefärbten Grundmasse sehr viele zerdrückte, meist serizitisierte grosse Feldspatlamellen vorkommen. Sowohl die Grundmasse, als auch die in einer Richtung geordneten grossen Feldspate besitzen einen schwachen Seidenglanz. Dieser eigentümliche Porphyritoid kommt auf einem ziemlich grossen Gebiete vor und längs des Tales aufwärts ist er beinahe bis zur Grenze des Mitteltriaskalkes vorhanden. Östlich von hier, auf der Szárdokaberglehne und gegen den Szentistvánberg herrscht er überall vor, aber in grösseren anstehenden Felsen ist er sporadisch, wie auf der SW-lichen Seite des Punktes 611 m und weiter am Rande der Vertiefung an der östlichen Seite des 620 m-igen Gipfels. Östlich von hier, auf der Berglehne abwärts ist er bis zur Badekolonie überall zu finden und setzt sich auch auf der anderen Seite des Szinvatales fort, wo er auf dem Touristenweg von Fehérkőlapa sehr gut aufgeschlossen ist.

Westlich vom erwähnten Teil des Savóstales, gegen den Punkt 626 m und südwestlich von hier habe ich dieses grobpor-

phyrische Gestein, dessen Varietäten sich makroskopisch sozusagen nur in der Farbe der Grundmasse von einander unterscheiden, nur an einigen Stellen gefunden; sonst ist ihr Erscheinen überall ganz gleich.

Das Profil<sup>4)</sup> des Savóstales wird von einem ganz zusammengepressten, phyllitartig erscheinenden, violettbraunen Porphyritoid geschlossen, der in der Nähe des Mitteltriaskalkes, auf einem kleineren Gebiete vorkommt. Leider konnte ich sein Verhältnis zum Triaskalkstein auf dem ganz bedeckten Gebiete nicht beobachten, aber in der Entfernung einiger Schritte habe ich im Kalkstein einen, mit diesem Porphyritoid ganz gleichen Einschluss gefunden.

Laut meiner bisherigen Erfahrungen kommt ein ähnlicher Porphyritoid in der Umgebung von Lillafüred anderswo nicht vor, im Gegensatz zu den früher erwähnten, sehr häufigen Typen.

Aus den wichtigsten Eruptivtypen des geschilderten Profils vom Savóstale stehen auch chemische Analysen zur Verfügung: Die Analyse des Porphyroids von Szakadás und des Oligoklasporphyrits von der Csavarósgrube wurde von meinem geehrten Kollegen, dem k. ung. Obergeologen: Herrn Dr. KOLOMAN EMSZT im Jahre 1924 in Budapest ausgeführt, die anderen aber hat der Herr dipl. Ing. Chem. EDMUND POLNER in dem unter meiner Leitung stehenden Universitätsinstitute von Szeged im Jahre 1928 analysiert. Besten Dank für ihre wertvolle Arbeit.

Die detaillierten Untersuchungen vollzog ich mit jener wissenschaftlichen Ausrüstung, die mir der „Ungarische Naturwissenschaftliche Landesfond“ zur Verfügung gestellt hat.

### **Physiographische, genetische und petrochemische Daten.**

#### *Porphyroid, Szakadásberglehne.*

Dieses eigentümliche Gestein besitzt eine sich stellenweise schnell verändernde, verschiedene Farbe, es ist meistens aus violetten, blass graulichblauen, grünlichgrauen und gelblichgrauen

<sup>4)</sup> Ein zusammenfassendes geologisches Profil von dieser Gegend werde ich nur später geben können.

dünnen Lamellen zusammengesetzt. Es enthält reichlich rote und gelblichbraune, gepresste und zerdrückte Quarzporphyr- und andere Einschlüsse. Es hat aber auch einschlussfreie Teile. Ausser der Schieferungsfläche besitzt es noch eine, auf diese schiefe Absonderungsrichtung, obzwar jedes Zeichen darauf hinweist, dass die Richtung der Schieferung mit der Richtung der ursprünglichen Schichtung zusammenfällt.

Das makroskopische Bild der verschieden gefärbten Schichten ist so ziemlich gleich: in ihrer dichten Grundsubstanz kann man ziemlich viel 2—4 mmige Feldspatkörner wahrnehmen. Die graulichgrün gefärbten Teile sind manchmal dem Jaspis ähnlich.

Die feinere Struktur der *Bindemasse* ist aber bei den einzelnen, verschieden gefärbten Schichten etwas verschieden. Die Bindemasse der gräulichen Teile hat sich vorherrschend zu Quarz und Feldspatflocken umkristallisiert, dessen die Grösse eines  $\mu$  nur selten erreichende Körnchen in der Schieferungsebene geordnet sind. Ihre Ziehungsrichtung ist manchmal vollkommen regelmässig und dann sind sie winzigen Perlenreihen ähnlich. Der Quarz und der Feldspat kommen so ziemlich in der gleichen Menge vor. In solchen Teilen ist der Serizit nur selten von erwähnenswerter Menge vorhanden, seine Fäden und Schuppchen drücken die Schieferung besonders gut aus. Eisenerz ist wenig vorhanden; manchmal erscheint es in einzelnen Streifen. An manchen Stellen ist die Bindemasse von typischer Tuffstruktur; die mannigfaltigen Glassplitter-Fäden und-Stücke werden durch ausserordentlich feine Asche verkittet, die manchmal braun ist. Die Glasfäden sammeln sich manchmal in faserigen Bimssteinbüscheln zusammen.

Der grösste Teil des Materials der braunen und violettbraunen Schichten und Teile ist noch amorph. Die Umkristallisierung äussert sich nur in der Ausscheidung einzelner äusserst kleiner Weissglimmerlamellen und flaumenartiger Quarzkörner, die selbst kleinere Nester nur selten bilden. Einzelne stark gefärbte Teile zeigen die ursprünglich bimssteinige Struktur besonders gut. In den, infolge der Pressung langgestreckten Luftbläschen und Kanälen des Bimssteins befindet sich ein wasserklares Quarzaggregat; die Fäden selbst sind grösstenteils isotrop. Andere solche bräunliche Teile enthalten viel Eisenerz und

zwar manchmal an Ferritanhäufungen, manchmal an einzelnen gut abgesonderten, aber winzigen Magnetit- und Haematitkörnern.

Porphyrischer *Feldspat*, resp. 1—3 mmige Bruchstücke desselben kommen ziemlich häufig vor, aber er ist grösstenteils ganz zersetzt. Das Zersetzungsprodukt ist nicht überall gleich. Dies besteht an den meisten Stellen aus einem dichten Serizitaggregat, an anderen Stellen vorherrschend aus Serizit und Quarz, untergeordnet aus Albit. Sehr selten erscheint auch Epidot. Wo die Erscheinungsform noch ein wenig wahrnehmbar ist, dort scheint er überall ein Fragment zu sein. Diese Fragmente sind teils Viellinge, teils Zwillinge aus zwei Individuen, teils einfache Individuen. Aus der, aus den reichlich gesammelten Gesteinen hergestellten Dünnschliffserie konnte ich nur einige *Orthoklas*fragmente genau bestimmen; an einigen zwillingsstreifigen Feldspatrelikten aber konnte ich solche Beschaffenheiten wahrnehmen, welche am ehesten auf *Andesin* deuten. *Quarz*relikte kommen selten vor, aber sie zeigen in mehreren Fällen die Eigenschaft des Porphyrquarzes.

Die minimale Quantität des *Chlorits* lässt auf wenig femisches Mineral schliessen. Hingegen kommt ziemlich viel porphyrischer *Magnetit* in idiomorphen (bis 0.4 mm), zum Teil limonitischen Kristallen vor.

Die Untersuchungsergebnisse zeigen, dass dieses Gestein ein Tuff und zwar wahrscheinlich ein Quarzporphyrtuff war. Bei der Frage der Gesteinsart sind aber die physiographischen Daten dieses stark metamorphen Porphyroids gar nicht genügend. Es ist unbedingt notwendig, sich an die Daten der chemischen Analyse zu wenden. Aus diesen geht hervor, wie wir sehen werden, dass diese Gesteinsart am nächsten zur Quarzporphyrfamilie steht, obzwar sie auch zum Quarzporphyrit eine Verwandtschaft zeigt. Auf Grund dessen lasse ich ihm den Namen Porphyroid, wie ich ihn beim ersten Begehen der Gegend nannte.<sup>5)</sup>

Zur Analyse wählte ich sorgfältig nur die Tuffteile aus, so, dass von den fremden Einschlüssen möglichst gar nichts in das zu analysierende Material gelange. Dies konnte nur im grossen

<sup>5)</sup> Jahresbericht d. k. ung. Geolog. Anstalt für 1917. pag. 75—88. Budapest 1924. Ungarisch.



und ganzen gelingen, weil ein Teil der Einschlüsse sehr klein ist. Dies ist aber für den Wert der Analyse nicht nachteilig, weil die Substanz des eingeschlossenen massigen Quarzporphyrs ganz so ist, wie die der Tuffeinschlüsse und des einschliessender beschriebenen Tuffs.

Ursprüngliche Analyse	Mol. %
$SiO_2$ . . . . . 69.87 . . . . .	77.02
$TiO_2$ . . . . . 0.50 . . . . .	0.41
$Al_2O_3$ . . . . . 15.17 . . . . .	9.84
$Fe_2O_3$ . . . . . 3.14 } . . . . .	3.58
$FeO$ . . . . . 1.07 }	
$MgO$ . . . . . 0.19 . . . . .	0.31
$CaO$ . . . . . 1.37 . . . . .	1.62
$Na_2O$ . . . . . 3.62 . . . . .	4.36
$K_2O$ . . . . . 3.36 . . . . .	2.86
$H_2O$ . . . . . 0.94 . . . . .	—
$MnO$ . . . . . Spur . . . . .	—
$P_2O_5$ . . . . . „ . . . . .	—
Summe 99.18	100.00

Bei der Berechnung der Mol. % nahm ich in Betracht, dass da wir es mit einem sauren Gestein zu tun haben, ein geringer  $Al_2O_3$ -Überschuss ganz natürlich ist, ferner dass die Glimmerisierung nicht grossmassig ist und sich hauptsächlich nur auf die Feldspateinsprenglinge beschränkt. Deshalb gab ich zu den Alkalien nur die Hälfte des  $Al_2O_3$ -Überschusses, im Sinne des Verfahrens OSANN'S<sup>6)</sup> in dem Verhältnis, was die Bauschanalyse gab.

In Bezug des Kieselsäuregehaltes steht das Gestein an der unteren Grenze der Quarzporphyre, aber auch unter den Quarzporphyriten finden wir solche chemische Analysen, in welchen sogar das Verhältnis der Alkalien und des  $CaO$  ähnllich ist. Dieses Verhältnis ist aus den Molekulprozenten folgendes:

$$\begin{array}{ccc}
 CaO : Alk & CaO : Al_2O_3 & CaO : MgO \\
 1 : 4.4 & 1 : 6 & 5.2 : 1
 \end{array}$$

Beide erste Verhältnisse nähern sich den Werten des Quarzporphyrits, das letzte aber ist ein typisches Quarzporphyrvhältnis.

<sup>6)</sup> Der chem. Faktor etc. I. pag. 16. Heidelberg. 1919.

Osann'sche Werte:<sup>7)</sup>

	<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	<i>Si O<sub>2</sub></i>
	77.43	7.22	1.62	3.89	17	4	9	6.0	$\beta$	69.87
Rhyolith . . .	80.15	7.01	1.56	2.67	19	4	7	5.7	$\beta$	72.60
Dacit . . .	73.91	6.53	3.86	5.28	12.5	7.5	10	7.1	$\beta$	66.91

Auf Grund dieser *Typenwerte* steht er näher zu den DALY-schen Mittelwerten des Rhyoliths, als zu denen des Dacits. Laut dieser Typenwerte entspricht er übrigens dem 14. Typus, dessen Vertreter der Liparit von Macomer (Sardinien) ist. Unter den übrigen Typen zeigt er noch mit dem 15-ten Typus (Dacit von Black Peak) eine sehr entfernte Verwandtschaft.

	<i>s</i>	<i>A, C, F</i>	<i>k</i>
	77.43	50.45	1.53
Quarzporphyr-Familie . .	80.29	48.43	1.66
Quarzporphyrit „ . . .	72.84	54.49	1.33

Auch diese *Familienwerte* zeigen gut, dass er zum Quarzporphyr viel näher steht, als zum Quarzporphyrit.

Osann'sche Parameter.<sup>8)</sup>

	<i>SAIF</i>			<i>AICAlk</i>			<i>NK</i>	<i>MC</i>	<i>Si O<sub>2</sub></i>
	25	3	2	15.5	3	11.5	6.0	1.6	69.87
493 Rhyolith . . .	25	3	2	15	3.5	11.5	5.2	3.4	69.18
Rhyolithfamilie . . .	25.5	3	1.5	15.5	3	11.5	5.6	2.3	
Dacit „ . . .	23.5	3.5	3	15	6	9	6.7	3.1	

Die Übereinstimmung mit der Quarzporphyr-Rhyolithfamilie ist also vollkommen, nur der geringe Wert des *MC* Verhältnisses ist der Unterschied. Ich bemerke aber, dass sehr viele, der in der Osann'schen Tabelle angeführten Quarzporphyr-Rhyolitharten einen noch geringeren *MC*-Wert besitzen, ja bei einzelnen ist sein Wert gerade 0, was bei der Dacit-Quarzporphyrifamilie in keinem Falle vorkommt.

NIGGLI'sche Werte:<sup>9)</sup>

	<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>
	341	+ 113	43.5	17.5	7	32	.40	.08	$\frac{3}{4}$
Granit, Horka . . . . .	363	+ 141	43	18	8	31	.44	.38	$\frac{3}{4}$
Mt. B. Protogin M. W.	343	+ 111	42.5	14.5	10	33	.33	.43	$\frac{1}{5}$

<sup>7)</sup> A. OSANN: Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. I—II. Heidelberg, 1919—1920.

<sup>8)</sup> A. OSANN: Petrochemische Untersuchungen. Abh. d. Heidelb. Akad. 2. 1913.

<sup>9)</sup> P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd I. Berlin 1923.

Auf Grund dieser *Molekularwerte* kann man ihn am besten in das rapakiwitische Magma einteilen, wo er mit dem Zweiglimmergranit von Horka Lausitz sehr gut übereinstimmt. Er zeigt aber auch mit dem in das yosemitische Magma gehörenden Mt Blanc Protogin Mittelwert eine Verwandtschaft, obzwar er vom Typus des yosemitischen Magmas ziemlich abweicht. Einen guten Beweis des Gesagten erhalten wir, wenn wir die Molekularwerte mit einander vergleichen (Zahlenverhältnis) und auch das Alkali-verhältnis in Betracht nehmen:

	<i>c : fm</i>	<i>c : alk</i>	<i>fm : al</i>	<i>fm : alk</i>	<i>alk : al</i>	<i>6alk : si</i>	<i>k</i>
	1:2.5	1:4.5	1:2.5	1:1.8	1:1.3	1:1.8	40
Rapakiwit. M.	1:2	1:3.5	1:2.2	1:1.8	1:1.2	1:1.9	50
Josemit. M.	1:1	1:2.3	1:3	1:1.1	1:1.4	1:1.8	45

Das geringe Abweichen vom Typus des rapakiwitischen Magmas wird von der Kleinheit des *c* und von der Grösse des *al*-Wertes verursacht. Beide können wahrscheinlich auf die Metamorphosis unseres Porphyroids zurückgeführt werden. Die Zahlenverhältnisse des yosemitischen Magmas weichen viel mehr ab, obzwar die Verwandtschaft offenkundig ist.

Amerikanische Norm.<sup>10)</sup>

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di mt</i> <i>ilm. hm</i>
	28	24	35	7	—	6
Rapakiwit . . . .	30	27	27	6	7	3
Josemitit . . . .	27	26	29	12	6	—

Diese Reihe der *magmatischen Mineralien* betrachtend, steht er etwas näher dem Typus des yosemitischen Magmas, als dem rapakiwitischen. Sehr charakteristisch ist der grosse *ab* Gehalt, der sich dem *ab* Werte des oligoklasitischen Magmas nähert. Das *or + ab : an* Verhältnis betrachtend, steht es an der Grenze der alkalischen Magmen.

Wenn wir also die physiographischen und petrochemischen Eigenschaften berücksichtigen, so steht fest, dass dieser Porphyroid sogar in diesem höchgradig metamorphen Zustand viel besser in die Serie der Porphyre

<sup>10)</sup> Cross-Iddings-Pirson-Washington: Quant. Classification of igneous rocks. Chicago 1903 und H. St. WASHINGTON: Chemical Analyses of igneous Rocks. Washington 1917.

als in die der Porphyrite passt. Die verhältnismässig kleinere Menge der Kieselsäure, die auf Dacit erinnert, wird durch das an der Bildung der ursprünglichen Feldspate teilnehmende \*Verhältnis des  $(KNa)_2O$  zum  $CaO$ , was ein typisches Rhyolithverhältnis ist, ganz gut ausgeglichen. Aus der petrochemischen Vergleichung kann man auch das lesen, dass zur Ergänzung der weggeführten Alkalien (und eventuell des  $CaO$ ) die Einrechnung der Hälfte des  $Al_2O_3$  Überschusses nicht vollständig genügt. Dadurch wird aber das allgemeine Bild nicht gestört. Eine viel grössere Störung würde verursachen, wenn wir den ganzen  $Al_2O_3$ -Überschuss zur Ergänzung benützen würden.

### *Porphyritoid, Csavarósberglehne.*

Dieser, am untersten Teile des Savós vorherrschende Typus ist ein blass gelblichgraues, schieferiges Gestein, welches aber in seiner Schieferungsrichtung nicht leicht von einander getrennt werden kann. In seiner ganz dichten Grundmasse befindet sich ziemlich viel 1—3 mm-iger Feldspat, dessen Konturen aber etwas verwaschen sind, zum Teil deshalb, weil ihre Farbe mit der Farbe der Grundmasse übereinstimmt. Hie und da sind auch Limonitnester sichtbar.

Die Metamorphose ist hochgradig, aber trotzdem ist die ursprüngliche Textur gut sichtbar: ein gleichmässig zusammengesetztes, gut porphyrisches Eruptivgestein steht vor uns, mit einer sehr dichten Grundmasse.

Die *Grundmasse* trägt starke Spuren der Pressung. Er besteht vorherrschend aus neugebildetem Feldspat, dessen unregelmässig geformte, aber nahe isometrische Körnchen, die (— was aus Querdünnschliffen ersichtlich ist —) sich in einzelnen Reihen ordneten, ziemlich gleichmässig 5—10  $\mu$  gross sind; grössere kommen sehr selten vor. Sie zeigen eine Lichtbrechung, die in jeder Richtung schwächer ist, als die des Kanadabalsams, oder die sich derselben nur sehr selten nähert. Die mit der Grundmasse vollzogenen qualitativen chemischen Experimente lassen auf einen an *Na sehr reichen Feldspat* schliessen. Spärlich kommen auch hie und da ähulich winzige, wasserhelle *Quarzkörnchen* vor. Nach dem Feldspat folgt quantitativ das Eisenerz:

limonitischer *Magnetit*, dessen scharfe Kriställchen eine ähnliche Grösse besitzen und sehr gleichmässig verteilt sind.

In bedeutend geringerer Menge ist der *Serizit* vorhanden, dessen feine Lamellen (um  $20 \mu$ ) in der Schieferungsebene geordnet sind. Sie sind hier und da versammelt und bilden ein wahrhaftiges Gewebe. Sehr gleichmässig verteilt, aber in sehr geringer Menge kommt der *Epidot* in unregelmässigen und unreinen winzigen Körnchen und in deren Aggregaten vor.

Die ursprünglichen Einsprenglinge: der Feldspat und der Magnetit sind sehr umgewandelt. Aus dem *Feldspat* ist *Serizit*, *Albit*, *Quarz* und sehr wenig *Epidot* ausgeschieden, aber in deren Aggregaten finden wir immer geringe Relikte, von denen einzelne in seltenen Fällen auch näher bestimmbar sind. Überall erwiesen sie sich als aus der *Oligoklas*-Reihe stammend. Der *Serizit* erscheint entweder in einzelnen separaten Lamellen oder Aggregaten, der *Albit* in besonderen Nestern, binnen der Pseudomorphose. Der *Albit* ist manchmal mit dem ursprünglichen Feldspat sehr innig verwoben, von dem man ihn wegen seiner Frische sehr leicht unterscheiden kann.

Die sich bis zu 0.4 mm erhebenden idiomorphen Kristalle des *Magnetits* zersetzten sich teilweise zu *Haematit* und *Limonit*, wobei sie ihre Gestalt vollkommen behielten. Das ursprüngliche *femische Mineral* ist vollständig umgewandelt und seine Substanz verteilte sich in den Gesteinen. Auf ihr ursprüngliches Vorhandensein können wir nur von den spärlich vorkommenden ganz formlosen, chloritisch-limonitisch-epidotischen Häufchen schliessen.

Wenn man sämtliche noch observierbare Daten in Betracht nimmt, kann man für höchstwahrscheinlich halten, dass dieser Porphyritoid ursprünglich ein Massengestein gewesen ist, dessen ursprüngliche Textur noch immer, trotz seiner starken Gepresstheit zu Erkennen ist. Auf Tuffabstammung weist keine einzige Spur.

In dem zur Analyse ausgewählten Teil waren die ursprünglichen Feldspate teils ziemlich gut bestimmbar; die Serizitisierung der Grundmasse ist in keinem so vorgeschrittenen

Stadium, als wenn wir die ganze Vorkommung in Betracht nehmen würden. Das analysierte Exemplar war also frischer, als der beschriebene Durchschnitt.

Ursprüngliche Analyse		Mol. %
$SiO_2$	62.61	70.52
$TiO_2$	0.39	0.33
$Al_2O_3$	18.44	12.20
$Fe_2O_3$	1.61	2.73
$FeO$	1.46	
$MgO$	1.26	2.12
$CaO$	2.13	2.57
$Na_2O$	7.48	8.14
$K_2O$	1.94	1.39
+ $H_2O$	2.30	—
— $H_2O$	0.45	—
Summe 100.07		100.00

Ein typisches neutrales Gestein, dessen wichtige charakteristische Eigenschaft der grosse Alkali- und zwar  $Na_2O$ -Gehalt ist. Auf Grund der Mol. % der Alkalien kann die Verwandtschaft mit den Oligoklasgesteinen sofort festgestellt werden:

	(MgFe) O:				
	Bas: $SiO_2$	$CaO + Alk$	$CaO : Alk$	$CaO Na_2O$	$Alk : Al_2O_3$
Oligoklasporphyrit,	1:2.4	1:2.5	1:3.7	1:3.1	1:1.3
Torockó	1:2.2	1:2.4	1:3.3	1:3.1	1:1.3

Auf Grund dieser Werte steht er dem Oligoklasporphyrittypus von Torockó (Mittelwert 3 Analysen) ganz nahe, fällt aber sehr fern von jeder anderen Gesteinsart, sogar auch von der „Keratophyr“ getauften Gesteinsgruppe.

Werte nach A. OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
	70.85	9.53	2.57	4.85	16.5	4.5	9	8.5	a
Olig. porph. Torockó	69.12	9.66	2.87	5.07	16.5	5	8.5	9.4	a
Oligoklasit	68.42	9.23	3.47	5.68	15	5.5	9.5	8.9	a
„ Presten	71.82	7.93	4.56	3.19	15	9	6	8.2	a

Auch auf Grund dieser Typenwerte passt er ganz genau zwischen die Oligoklasgesteine und stimmt mit dem Prestener Gestein auch ziemlich gut überein, obzwar hier in den C und F-Werten eine kleine Verschiebung vorhanden ist. Er stimmt in der Osann'schen Tabelle am besten mit dem 59. Typus, Trachyt.

von Cuglieri Sardinien überein, doch hierher kann man ihn wegen der grossen Abweichung des  $n$  Wertes nicht einreihen. Interessant ist das Verhältnis der feldspatbildenden Kerne zur sämtlichen Kieselsäuremenge:

	$6A:s$	$6A+2C:s$
	1:1·2 . . . . .	1:1·1
Olig. p. Torockó . . . . .	1:1·2 . . . . .	1:1·1
Oligoklasit „ . . . . .	1:1·2 . . . . .	1:1·1

Die Übereinstimmung ist auch hier vollkommen.

	$s$	$A_6 C_2 F$	$k$
	70·85	67·17	1·05
Olig. p. Torockó . . . . .	69·12	68·77	1·00
Oligoklasit „ . . . . .	68·42	68·00	1·01
Plagiaplit I. . . . .	67·63	62·76	1·02

Im Gesteinsystem OSANNS könnte er in der Effusivgruppe am besten in die Porphyrfamilie eingereiht werden, aber wegen den Alkalikoeffizient kann man ihn in diese nicht einteilen. Wir fühlen beständig die Notwendigkeit, für diese, vorherrschend aus Oligoklas bestehenden Effusive eine separate Familie aufzustellen, wie eine solche für die Tiefen- (Oligoklasit) und Gangarten (Plagiaplit) derselben Gesteine in den chemischen Systemen auch bereits aufgestellt wurde. Dies sind typische, neutrale Plagioklasgesteine, die in der Porphyrfamilie gar nicht am Platze sind. Sie stehen übrigens ganz nahe zur Biotitamphibolporphyritandesitfamilie.

	$SAIF$			$AlCalk$			$NK$	$MC$
	23·5	4	2·5	15	3	12	8·5	4·5
Oligoklasporph., Torockó	23	4·5	2·5	15·5	3·5	11	9·4	1·6
Oligoklasaplit, Szarvaskő	23·5	4	2·5	13·5	6·5	10	9·7	0·7
Oligoklasit, Presten	23·5	4	2·5	15	5·5	9·5	8·2	1·6

Bei diesen *Parametern* besteht nur im  $MC$ -Werte ein kleiner Unterschied, sonst kann die Verwandtschaft für vollkommen angenommen werden.

Werte nach P. NIGGLI.

	$si$	$qz$	$al$	$fm$	$c$	$alk$	$k$	$mg$	$m$
	242	+ 13	42	16·5	9	32·5	·17	·43	4
Olig. porph., Torockó	224	±	43	16·5	9·5	31	·06	·09	4
Oligoklasit, „	218	+ 2	42	18	11	29	·10	·25	4
17. Protogin, Cevins	300	+ 70	41·5	15	11	32·5	·28	·29	5

Auf Grund der *Molekularwerte* können wir den Csavaroser Porphyritoid am ehesten in das trondhjemitische Magma einreihen, wo er mit den Werten des. 17. Protogin von Cevins Frankreich ziemlich übereinstimmt. Wir finden in diesem Magma auch andere verwandte Albitgesteine. Es besteht aber ein grosser Unterschied in den *s* und *qz* Werten. Auch in den Gesteinen des granosyenitischen Magmas finden wir Glieder mit sehr ähnlichen Werten, doch die Einreihung hierher wird vom *k* Werte verhindert. Auch dies beweist die Notwendigkeit, einen selbständigen Magmatypus für diese Gesteine aufzustellen. In diesen Magmatypus könnte man als Quarz-enthaltendes Randfazies auch den jetzt im plagioklasgranitischen Magma stehenden Prestener Oligoklasit einreihen, der unter den Graniten gar nicht am rechten Platze ist. Die Zahlen der Oligoklasgesteine des Torockóer Gebirges stimmen aber in jeder Hinsicht mit den Zahlen des Porphyritoids überein, obzwar zwischen ihrer Bildungszeit ein grosser Unterschied besteht.

Den speziellen Charakter dieser Gesteine können wir dann sehr gut wahrnehmen, wenn wir die NIGGLI'schen Zahlen mit einander vergleichen:

	<i>c:fm</i>	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>alk:al</i>	<i>6alk:si</i>
	1:1.8	1:3.6	1:4.6	1:2.5	1:1.2	1:1.2
Trondhjemit . .	1:1	1:3	1:3.8	1:3.5	1:1.2	1:1.7
Granosyenit . .	1:1.7	1:3.3	1:4	1:2.3	1:1.2	1:1.3
Olig. p. Torockó	1:1.7	1:3.3	1:4.5	1:2.6	1:1.3	1:1.2

Es ist offenkundig, dass, obzwar in einer gewissen Richtung zweifellos eine Verwandtschaft sowohl mit dem trondhjemitischen, als auch mit dem granosyenitischen Magma besteht, gehört er doch unbedingt viel eher in die Magmagruppe der Torockóer Oligoklasgesteine.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy</i> <i>ilm</i>	<i>mt</i> <i>di mt</i>
	5	12	64	11	8	—
Oligoklasit, Torockó	4	8	66	15	—	7
„ Presten	12	11	52	18	7	—
Trondhjemit . . .	23	15	49	7	3	3
Granosyenit . . .	8	33	40	8	8	3

Diese *ideale mineralische Zusammensetzung* zeigt gut den Unterschied gegen jene NIGGLI'schen Magmen, die mit dem Ge-



stein der Csavarósberglehne am nächsten verwandt sind. Den Trondhjemit unterscheidet der grosse Quarzgehalt, den Granosyenit der grosse Orthoklasgehalt von unserem Porphyritoid, der in der Mitte zwischen dem Torockóer und dem Prestener Oligoklasit steht.

Im *amerikanischen System* steht jener Subrang noch unbenannt (persalan-perfelic-domalkalic-persodic), wohin der Csavároser Porphyritoid gehört. Ebenfalls hierher gehört auch der Oligoklasporphyrit von Torockó, welchen WASHINGTON in das System bereits aufgenommen hat.<sup>11)</sup>

Aus allen diesen physiographischen und petrochemischen Daten geht klar hervor, dass der Csavároser Porphyritoid ursprünglich ein Oligoklasporphyrit gewesen ist, der in die Gruppe der Oligoklasgesteine auch sehr gut hineinpasst.

#### *Tuffporphyritoid, Csavarósberglehne.*

Die aus der Schieferserie des erwähnten Tuffporphyritoid-Gebietes vom unteren Savóstale ausgewählten frischesten Gesteine sind blassgrau und blass grünlichgrau, dünnschieferig, an manchen Stellen sogar blätterig. Auf ihren schwach seidenglänzenden Absonderungsflächen sind ziemlich viel 1—2 mm-ige graulichweisse Feldspatkörner und sich bis 6 mm erhebende längliche Chloritsäulchen sichtbar; das Erscheinen dieser Letzteren erinnert an den Amphibol. An manchen Stellen ist eine transversale Schieferung wahrnehmbar.

Die Umwandlung ist sehr gross. Die Einsprenglinge sind besonders stark, mancherorts ganz umgewandelt. In der *Grundmasse* kann man trotz der Umwandlung eine faserige, hie und da eine bimssteinige Struktur wahrnehmen, welche Struktur mit der Streckungsrichtung nicht übereinstimmt, obzwar sie mit derselben nur einen kleinradigen Winkel einschliesst. Die Richtung der Streckung wird von den Umkristallisationsprodukten sehr gut gezeigt, unter welchen der *Feldspat* überwiegend vorherrscht; *Serizit* ist in sehr geringer Menge vorhanden. Der

<sup>11)</sup> WASHINGTON, H. St. : Chemical Analyses of igneous rocks. Prof. Paper 99. pag. 301. Wash. 1917.

*Quarz* zeigt sich auch nur sehr spärlich in einzelnen winzigen Körnchen. Die Grösse dieser Neubildungen beträgt höchstens einige  $\mu$ , meist sind sie nur mit  $\mu\mu$  messbar. Der *Feldspat* ist in jeder Richtung schwächer lichtbrechend als der Kanadabal-sam, also jedenfalls ein saurerer *Feldspat*, vielleicht *Albit*, aber so winzig, dass man dies höchstens folgern kann. Wenig, aber ziemlich häufig ist der *Epidot*, und zwar in zweierlei Erscheinungen, nämlich teilweise bildet er sehr kleine, xenomorphe, aber reine Kriställchen, die gleichmässig verteilt sind, teilweise aber bildet er in Gemeinschaft mit limonitischem Ton und *Titanit* unreine Haufen, die sich in einer gewissen, mit der Schieferung nicht übereinstimmenden Richtung reihen, oder sich in einzelnen dünneren Streifen vereinigen. Es ist möglich, dass die gleichmässig verteilten Körner aus den *Feldspaten* der ursprünglichen Grundmasse entstanden sind; die Streifen aber sind für das Gestein fremd. Es ist verhältnismässig ziemlich viel *Haematit* und *Limonit* vorhanden, in winzigen, aber scharf idiomorphen Magnetitkristallformen. In den epidotischen Nestern kommt auch *Chlorit* vor.

Der porphyrische *Feldspat* ist so umgewandelt, dass wir kaum zur Bestimmung genügend frische Teile finden, die sämtlich auf Plagioklas um Oligoklas und Andesinoligoklas zeugen. Die ursprüngliche Gestalt aber, die überall typischen Trümmerformen entspricht, ist auch dann noch ganz gut verblieben, als der *Feldspat* schon gänzlich umgewandelt war. Die Umwandlungsprodukte sind in jeder Pseudomorphose dieselben, aber ihr Quantitätsverhältnis zu einander ist abwechselnd; der *Albit* und der *Serizit* herrschen aber immer vor, neben ihnen erscheint der *Epidot* und der *Zoisit*. Für die sehr verschiedene Verteilung des *Epidots* ist es charakteristisch, dass z. B. in der einen Hälfte einer Pseudomorphose, die ein Zwilling aus zwei Individuen war, kaum hie und da ein *Epidotkorn* vorkommt, während in der anderen Hälfte viele und grosse Körner vorhanden sind. Erwähnenswert ist auch, dass die *Albitkristalle* in einzelnen Pseudomorphosen sich so geordnet haben, dass die Orientation der unzähligen kleinen Körner so ziemlich gleich ist und zwischen ihrer Auslöschungsschiefe eine Differenz von nur einigen Graden besteht. Dies hat dann in den Pseudomorphosen der *Feldspatzwillinge* zur Folge, dass wir das ursprüngliche Zwillingpaar auch

auf Grund der sekundären Auslöschungsschiefe von einander unterscheiden können. In einzelnen Pseudomorphosen, besonders in an Serizit reichen Arten erscheint auch der Quarz. Der Quarz kommt zwar in diesen Gesteinen auch anderwärts vor, aber unter solchen Umständen und in solcher Erscheinung, dass wir ihn unbedingt fremden Ursprungs halten müssen.

Die Form des ursprünglichen femischen Minerals verblieb um vieles weniger, als die der Feldspatfragmente. Das einzige, was man erkennen kann, ist die bald längliche bald kurze Prismenform, die in einzelnen Fällen von einem dünnen Eisenerzrahmen begrenzt ist. Wir werden also teils an die Gestalt des *Amphibols*, teils aber auf dieselbe eines anderen femischen Minerals (Augits?) erinnert. Die ausfüllende Substanz ist hauptsächlich Chlorit: *Pennin* und *Klinochlor*; ein wenig *Limonit*, minimal *Epidot*. In den vorherrschenden kurzprismatischen Pseudomorphosen spielt auch der Calcit eine Rolle. Bei der Limonitisierung des porphyrischen *Magnetits* (bis 0.5 mm) scheidete sich auch ein wenig *Titanit* aus. Zu erwähnen ist noch ein wenig *Apatit* und einige *Zirkonkörner*.

Das analysierte Gestein habe ich am unteren Teile der Csavarósberglehne gesammelt; es war das frischeste unter den gesammelten sämtlichen Exemplaren.

Urspr. Analyse	Mol. %
$SiO_2$ . . . . . 61.74 . . . . .	69.34
$TiO_2$ . . . . . 0.56 . . . . .	0.47
$Al_2O_3$ . . . . . 15.26 . . . . .	10.08
$Fe_2O_3$ . . . . . 3.47 } . . . . .	8.87
$FeO$ . . . . . 6.36 }	
$MgO$ . . . . . 0.69 . . . . .	1.16
$CaO$ . . . . . 2.32 . . . . .	2.79
$Na_2O$ . . . . . 5.49 . . . . .	6.37
$K_2O$ . . . . . 1.21 . . . . .	0.92
+ $H_2O$ . . . . . 2.47 . . . . .	—
— $H_2O$ . . . . . 0.29 . . . . .	—
Summe 99.86 . . . . .	100.00

Es ist unzweifelhaft, dass er dem vorigen Porphyritoid sehr ähnlich ist, er steht aber auch den normalen Oligoklasgesteinen nahe, obzwar in mancher Hinsicht der Charakter nicht so sehr ausgeprägt ist. Dies erweist sich auch aus der Vergleichung der Molekularprozente:

	<i>Bas</i> : $SiO_2$	<i>CaO</i> : <i>Alk</i>	<i>CaO</i> : $Na_2O$	$K_2O$ : $Na_2O$	<i>Alk</i> : $Al_2O_3$
	1:2·3	1:2·6	1:2·2	1:6·9	1:1·4
Oligoklasit, Torockó	1:2·16	1:2·6	1:2·3	1:8·5	1:1·4

Das  $(FeMg)O : CaO + Alk$  Verhältnis weicht aber von dem der bisher gesehenen Oligoklasgesteine ganz ab, es ist dem Wertverhältnis gewisser Andesite sehr ähnlich. Das Abnehmen des  $Na_2O$  kann man genau wahrnehmen. Der Gehalt an Wassermolekül ist gross genug und der  $Al_2O_3$ -Überschuss beträgt doch nur 0·45%. Obzwar ich diesen Überschuss nach der von OSANN empfohlenen Methode zu den Alkalien hinzugab, denke ich doch, dass ein Teil des *CaO* eventuell an das bereits gänzlich umgewandelte femische Mineral gebunden war: es war also kein feldspatbildendes Element. Ich halte also den  $Al_2O_3$ -Überschuss für grösser, als wiewiel man nachweisen kann, also bedeutend mehr Alkalien wurden aus dem Gestein weggeführt, als die Menge des hinzugegeben  $Al_2O_3$ .

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
69·81	7·29	2·79	10·03	11	4	15	8·7	<i>a</i>

Auch diesen Tuffporphyritoid kann man in das OSANN'sche System nicht einreihen, weil er nach seiner Typenformel am nächsten zum 16. Typ. Olivinliparit von Ranomainty Madagaskar steht, doch der grosse *s* und der kleine *n* Wert desselben lässt die Hierhereinreihung nicht zu. Diese Typenformel steht auch dem 55. Typ. Vulsinit von Arsostrom ziemlich nahe, nur ist dies ein Kaligestein. Von den normalen Oligoklasgesteinen unterscheidet er sich nur im grossen Werte des *F*. Oligoklasgesteine ganz derselben chemischen Struktur aus dem Savótsale werden wir später sehen.

	<i>s</i>	$A_6 C_2 F$	<i>k</i>
	69·81	59·35	1·17
Biotitamphibolporphyrit Fam.	69·23	57·11	1·21
Olig. porph., Torockó . . . . .	69·12 . . . . .	68·77 . . . . .	1·00
Olig. aplit, Szarvaskő . . . . .	70·73 . . . . .	64·63 . . . . .	1·09
" " Torockó . . . . .	72·40	61·08	1·18

Er passt also ganz gut in die saurere Porphyrit-Andesitfamilie. Von den normalen Oligoklasgesteinen unterscheidet er sich dadurch, dass er trotz dem niedrigen Wert von *s* einen hö-

heren Wert von Kieselsäurekoeffizient hat, was wahrscheinlich mit der Wegführung der Alkalien in Verbindung steht. Hier ist das Verhältnis zwischen sämtlicher Kieselsäuremenge und den höchst silifizierten Molekülen folgendes:

	$6A:s$	$6A+2C:s$
	1:1·6	1:1·4
Oligoklasaplit, Torockó . . . . .	1:1·4	1:1·38
Csavaróser Porphyritoid, Torockóer Oligoklasporphyrit und Oligoklasit . . . . .	1:1·2	1:1·1

Der Unterschied ist also ziemlich gross, was bei so stark metamorphen und ursprünglich vielleicht gemischtem Tuff ganz natürlich sein kann.

	$S$	$Al$	$F$	$Al$	$C$	$Alk$	$NK$	$MC$	$SiO_2$
	22·5	3·5	4	15	4	11	8·7	2·9	61·74
635. Porphyrit, T. P.	22·5	3·5	4	14	6	10	6·5	3·8	61·08
Oligoklasit, Torockó	22·5	4·5	3	15·5	4	10·5	8·9	2·9	60·73

Mit den Oligoklasgesteinen stimmt er, die  $AlCalk$  und  $NK$  Parameter betreffend, welche bei diesen die wichtigsten sind, ganz gut überein, während er von dem 635. Porphyrit von Three Peaks Montana, dem er im OSANN'schen System am nächsten steht, sich eben in diesen Parametern unterscheidet. Von anderen Gesteinsfamilien steht er noch zum Granodiorit und zum Biotitamphibolporphyrit am nächsten, aber auch von diesen unterscheidet er sich grundlegend eben in den  $AlCalk$  und  $NK$  Parametern.

Werte nach P. NIGGLI:

	$si$	$qz$	$al$	$fm$	$c$	$alk$	$k$	$mg$	$m$
	230	+ 34	33·5	33	9·5	24	·12	·11	3
4. Andesit, Yellowst.	252	+ 44	34	29	10	27	·25	·58	3

Auf Grund dieser *Molekularwerte* steht er am nächsten zum in das natronsyenitische Magma gehörenden 4. Biotiamphibolandesit von Sepulchre Mt. Yellowstone, das Alkaliverhältnis, besonders das  $mg$ -Verhältnis ist aber sehr verschieden. Die Verwandtschaft zu den Oligoklasgesteinen ist, den  $k$  Wert ausgenommen, nicht sehr stark und zwar infolge der grossen Quantität der Eisenoxyde, was schon den Charakter eines anders zusammengesetzten Porphyrits bildet.

Der Oligoklasgesteinscharakter tritt aber dann zu Tage,

wenn wir die Molekularwerte mit einander in ein Verhältnis bringen:

	<i>c : alk</i>	<i>c : al</i>	<i>alk : al</i>	<i>k</i>
	1 : 2.5	1 : 3.6	1 : 1.4	12
Oligoklasit, Torockó	1 : 2.7	1 : 3.7	1 : 1.4	10
Trondhjemittypus	1 : 3	1 : 3.8	1 : 1.2	23

Auf Grund dieser Verhältnisse steht der Csavaróser Tuffporphyritoid dem Oligoklasit näher, als dem Trondhemit, er unterscheidet sich aber in Bezug auf die *fm*-Verhältnisse von allen beiden.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hymt</i>	<i>di</i>
					<i>ilm</i>	
	13	8	51	12	16	—
Oligoklasit, Presten	12	11	52	18	7	—
Quarzdiorit	14	10	37	15	15	9

Auf Grund dieser Serie der *magmatischen Mineralien* steht er also zu dem Prestener Oligoklasit näher, als zum Quarzdiorit. Im amerikanischen System gehört er in den von WASHINGTON im Jahre 1917 aufgestellten Grenados Subrang (dessen Typus ist der Andesit von Grenada), obgleich er sich sehr zum in den Ordo 4. Rang 2. gehörenden persodischen, noch nicht benannten Subrang neigt, in welchen WASHINGTON auch den Plagioplit von Koswinsky Kamen reihte. Dies ist auch natürlich, denn der Oligoklasgesteinscharakter ist infolge des  $an : ab = 1 : 4.3$  Verhältnisses offenkundig.

Sämtliche Daten in Betracht nehmend, können wir als ursprüngliches Gestein dieses Porphyritoids den Oligoklasporphyrituff annehmen. Es ist wahrscheinlich, dass dieser Tuff nicht ganz rein war, sondern aus den Karbonschichten auch ein wenig Sediment eingeschlossen hat; ausser der Metamorphose verursacht dies die kleinere Abweichung von den normalen Oligoklasgesteinen. Der Oligoklasgesteinscharakter ist aber in jeder wichtigeren Beziehung auffallend.

#### *Oligoklasporphyrit, Csavarósgaben.*

Dieses, den Porphyritoid durchbrechende, nur wenig gepresste Gestein ist dunkel violettbraun, an anderen Stellen rot-

braun gefärbt. Seine Ausbildung ist nach den Vorkommensstellen verschieden. Im mittleren Teile des Vorkommens, beim Beginne und bei der Wendung des Csavarósgrabens, unter der Strasse von Szárdoka ist er dicht, kleinsporphyrisch, mit 1—3 mm-igen weissen Feldspaten und gut ausnehmbarer fluidaler Struktur. Sonst ist er überall mehr-minder brecciös, manchmal in einem so grossen Masse, dass man ihn draussen in der Natur von seinen sehr ähnlich aussehenden agglomeratischen Tuff kaum unterscheiden kann, bei welchem aber die Kittsubstanz der Agglomerate keine Lava, sondern eine Tuffsubstanz ist.

Bei der näheren, mikroskopischen Untersuchung ergab sich, dass nicht nur die Substanz der dichten Varietäten, sondern auch die cämentierende Lavamasse der Eruptivbreccien eine fluidale Struktur besitzt.

Ihre *Grundmasse* ist sehr reich an Glasbasis, oder ganz hyalinisch. Die parallel gelagerten sehr dünnen Glasstreifen und Flasern sind von der ziemlich grossen Menge des Eisenerzes verschieden gefärbt und können deshalb gut von einander unterschieden werden. Auf ihrem Wege weichen sie den Einsprenglingen aus, sie entzweien sich, aber nach dem sie diese verlassen haben, vereinigen sie sich wieder zu Büscheln. Sie sind im allgemeinen sehr mannigfach. Hie und da, hauptsächlich quer zur Strömung, ist die Lagerung der Glaspartikel eine solche, als ob sie in einander geknetet wären und sie weisen schnelle Biegungen und Knickungen auf, hier ist also die durchflochtene Struktur ziemlich ausgesprochen.

Die Umkristallisation ist im ganzen Vorkommen nicht stark; in den brecciösen Varietäten ist sie verhältnismässig etwas grösser. Umkristallisationsprodukte sind die winzigen *Quarz-Feldspat-Flaumen*, sodann separierte Eisenerzkörnchen. Alle diese — insofern mehrere von ihnen beisammen sind — sind gewöhnlich in einer Richtung gelagert, weil sie gut wahrnehmbar aus einzelnen Glasflasern ausgeschieden sind, während unter ihnen andere Streifen ganz amorph verblieben. Ganz besonders lange Reihen bilden die Eisenerzkörnchen. Kristallite sind auch in grosser Anzahl vorhanden, am häufigsten Globulite, aber es kommen auch Longulite, ja sogar auch unvollkommen ausgebildete trichitartige Gebilde vor.

In den untersuchten Gesteinen habe ich schon ausser dem Feldspate und dem Magnetit nur spärlich Spuren von anderen porphyrischen Mineralien gefunden. Der Chlorit ist im Allgemeinen minimal.

Die Kristallform des porphyrischen *Plagioklas* ist noch schlechter, als sie bei glasigen Gesteinen solch fluidaler Struktur zu sein pflegt. Die Körnchen sind ausnahmslos undulös auslöschend, ja, sie sind sogar in Stücke zerbrochen, und zwar so, dass sie mit der umgebenden Grundmasse zusammen verrutscht, und längs der einzelnen Risse, senkrecht zur Streckungsrichtung verworfen sind; diese Risse sind mit Quarz, Limonit, oder Calcit ausgefüllt. Längs dieser Risse sind die gewiss zusammengehörenden Kristallteile manchmal mehrere mm weit von einander verschoben. Sie sind sehr selten Zwillinge, falls sie aber solche sind, so sind sie meist Karlsbader-, und aus wenigen (manchmal nur aus zwei) Individuen bestehende Albitzwillinge. Sie sind im allgemeinen stark umgewandelt, meist serizitisch, aber hie und da kann man auch minimale Albit, Epidot und Quarzausscheidung wahrnehmen. In einzelnen Fällen, und zwar meist in den brecciösen Varietäten sind sie ganz zersetzt. Die bestimmbar frischen Plagioklase sind hauptsächlich *Oligoklas-* und *Oligoklasandesinarten* ( $Ab_{76}$  bis  $Ab_{63}$ ), aber ich habe auch *Albitoligoklas* und auch *Andesin* gefunden.

Porphyrischer *Magnetit* ist wenig, aber in genügend grossen (bis 0.8 mm) Kristallen vorhanden, deren Umrisslinien aber niemals scharf sind und die sich häufig in aus kleinen Ferritkörnchen bestehende Aggregate eingeschlossen befinden. Der eingeschlossene grosse Kristall ist manchmal auch in mehrere Teile zerbrochen und zwischen den einzelnen Bruchstücken befindet sich eine ausserordentlich feine Quarzhaut. Mit dem Magnetit kommt auch *Apatit*, *Zirkon* und *Rutil* vor.

In einzelnen dichten Gesteinen der Felsmasse unter der Szárdokaer Strasse habe ich solche Pseudomorphosen gefunden, die in allen Schnitten isometrisch polyëdrische Kristalle darstellen. Von aussen umgibt sie ein dickerer oder dünnerer Eisenerzrahmen, aus welchem sich einzelne Haematitlamellen und Fäden einwärts ziehen. Diese Fäden und Lamellen hängen zuerst mit einander zusammen, später aber teilen sie sich und



jeder endet im Innern der Pseudomorphose in einer Spitze. Der inneren Teil bildet ein aus sehr feinen Schuppchen bestehender farbloser Glimmer und minimaler Chlorit, in dessen dichten Haufen auch einzelne dünne Haematitlamellen vorkommen. Der Haematit ist etwas pleochroitisch. Das Eisenerznetz nimmt in einzelnen seltenen Fällen auch das Innere der Pseudomorphose ein. Auf Grund des Gesagten, halte ich mit einigem Vorbehalt das ursprüngliche Mineral für *Biotit*, dessen Umwandlung wahrscheinlich mit der Entblässung eingeleitet wurde.

In den brecciösen Gesteinen desselben Felsenkammes, habe ich spärlich auch solche Pseudomorphosen gefunden, die ganz bestimmt auf *Amphibol* deuten. Dies sind von Eisenerz umrahmte Chloritanhäufungen, mit ziemlich erhaltener, länglicher Kristallgestalt.

Die *fremden Einschlüsse* sind sehr mannigfaltig. Einen grossen Teil derselben halte ich, da ich die Gesteine der Gegend kenne, für Porphyritoide, ein anderer Teil der Einschlüsse aber befindet sich im Erhaltungszustand als das Einschlussgestein. Unter diesen kommt am häufigsten eine stark *schlackige Lava*-art vor, deren Blasenräume mit Quarz ausgefüllt sind. Es befinden sich darin *Oligoklasporphyr* mit holokristallinischer Grundmasse, dann *Mikrogranitporphyr* mit porphyrischen Feldspaten ebenfalls aus der Oligoklasreihe, etc. Ausser den eruptiven Einschlüssen ist der gänzlich umkristallisierte *Quarzsandstein* der häufigste, und in den Felsen der Szárdokaer Strasse finden wir ganz kristallinische Kalksteinstückchen, die sehr viel Graphit enthalten. Es ist interessant, dass sich auf der Oberfläche, in unmittelbarer Nähe weisser Mitteltriaskalk befindet, dunkel gefärbter, graphitischer Kalkstein aber kommt nur in beträchtlicher Entfernung vor.

*Wenn wir jetzt die Umwandlungsformen und Arten, denen diese Gesteine ausgesetzt waren, erwägen, so sehen wir ein, dass man diese nicht auf eine einzige Ursache zurückführen kann.* Die mechanischen Deformationen muss man, was auch aus der Beschreibung ersichtlich ist, teils der Protoklasis, teilweise aber der Katakklasis zuschreiben, ein grosser Teil der chemischen Umwandlung aber kann mit Bestimmtheit auf dynamische Einwirkungen zurückgeführt werden.

Zum Zweck der Analyse habe ich aus dem mittleren Teile des Csavarósgrabens ein sehr frisches und einschlussfreies Stück gewählt. Die mineralische Zusammensetzung dieses Stückes ist folgende: in der etwas umkristallisierten glasigen Grundmasse befindet sich porphyrischer Oligoklas und Oligoklasandesin, ein wenig Chlorit, dann Magnetit, Haematit, Apatit, Zirkon, Rutil und Titanit.

Urspr. Analyse		Mol. %
$SiO_2$ . . . . .	62.52 . . . . .	70.14
$TiO_2$ . . . . .	0.62 . . . . .	0.51
$Al_2O_3$ . . . . .	18.00 . . . . .	11.88
$Fe_2O_3$ . . . . .	3.90 } . . . . .	3.94
$FeO$ . . . . .	0.68 }	
$MgO$ . . . . .	0.09 . . . . .	0.15
$CaO$ . . . . .	4.01 . . . . .	4.82
$Na_2O$ . . . . .	6.64 . . . . .	7.21
$K_2O$ . . . . .	1.89 . . . . .	1.35
+ $H_2O$ . . . . .	0.93 . . . . .	—
— $H_2O$ . . . . .	0.36 . . . . .	—
$MnO$ . . . . .	Spur . . . . .	—
$P_2O_5$ . . . . .	Spur . . . . .	—
Summe	99.64	100.00

Ein gut typisches Oligoklasgestein. Auffallend darin ist die geringe  $MgO$ -Quantität, was man auf den minimalen Chloritgehalt des Gesteins zurückführen kann.  $CaO$  ist aber in verhältnismässig beträchtlicher Menge vorhanden, was auch bei der Vergleichung der Molekülprocente gut zum Ausdruck gelangt.

	$CaO : Na_2O$	$CaO : Alk$	$Alk : Al_2O_3$	$K_2O : Na_2O$
	1 : 1.5	1 : 1.8	1 : 1.4	1 : 5.3
Oligoklasit, Presten	1 : 1.5	1 : 1.8	1 : 1.5	1 : 4.6

Also in Bezug auf diese Verhältnisse stimmt er mit dem Prestener Oligoklasit vollkommen überein, nur das  $K_2O$  ist etwas kleiner. In den übrigen Oligoklasgesteinen ist das  $CaO$  kleiner, wir bekommen also ein wenig abweichende Werte.

Werte nach A. OSANN:

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
	70.65	8.56	3.32	5.59	15	6	9	8.4	$\alpha$
Oligoklasit, Torockó	68.42	9.23	3.47	5.68	15	5.5	9.5	8.9	$\alpha$
Olig. aplit, Szarvaskó	70.73	8.84	3.40	4.79	15.5	6	8.5	9.7	$\alpha$

Ebenso ist er auch dem Oligoklasporphyrit von Torockó

ähnlich, nur der Alkalifeldspatkern ( $NaKA_2O_4$  Atomgruppe) ist auch hier grösser, während der  $Cq$ -Feldspatkern ( $CoAl_2O_4$  Atomgruppe) bedeutend kleiner ist. Beim Prestener Oligoklasit ist der  $F$ -Wert gering, deshalb sind die relativen Werte abweichend. In die OSANNISCHE Tabelle kann man ihn nicht einreihen, weil bei den 59. Trachyt- und den 60. Vulsinitypen der  $n$  Wert ein ganz anderer ist.

	$s$	$A_6C_2F$	$k$
	70·65	63·59	1·11
Oligoklasaplit, Szarvaskő . . . .	70·73	64·63	1·09
Biotitamphibolporphyrit . . . .	69·23	57·11	1·21

Auch diese *Familienwerte* zeigen, dass er in die saurere Gruppe der Porphyrite-Andesite ganz gut hineinpasst, doch die Quantität der die sämtlichen basischen Oxyde enthaltenden Atomgruppen ( $A_6C_2F$ ) ist so gross, dass wir nur an die Oligoklasporphyritfamilie denken können.

	$S$	$Al$	$F$	$Al$	$C$	$Alk$	$NK$	$MC$	$SiO_2$
	23	4	3	14	6	10	8·4	0·3	62·52
Oligoklasit, Presten	23·5	4	2·5	15	5·5	9·5	8·2	1·6	64·98
Olig. porph., Torockó	23	4·5	2·5	15·5	3·5	11	9·4	1·6	61·10

Auf Grund dieser *Parameter* steht er in OSANN'S System dem 525. Alkalitrachyt von Matsu Shima am nächsten, aber im Alkaliverhältnis unterscheidet er sich so sehr von diesem, dass man ihn gar nicht als verwandtes Gestein betrachten kann. Auf Grund dieser Parameter kann man ihn auch unter den Gesteinsfamilien nun in die Oligoklasporphyrite reihen.

NIGGLISCHE WERTE:

	$si$	$qz$	$al$	$fm$	$c$	$alk$	$k$	$mg$	$m$
	239	+ 23	40·5	14	16·5	29	·15	·03	6
Oligoklasit, Torockó	218	+ 2	42	18	11	29	·10	·25	4
„ Presten	253	+ 41	45	11·5	15·5	28	·18	·25	6
17. Protogin, Cevins	300	+ 70	41·5	15	11	32·5	·28	·29	5

Im NIGGLIS Magmasystem finden wir nur im trondhjemitischen Magma im grossen und ganzen ähnliche Zahlen, doch auch beim, ihm am nächsten stehenden Gestein dieses Magmas, beim 17. Protogin, Cevins (Frankreich) sind die Unterschiede so gross, dass die Verwandtschaft sehr zweifelhaft ist. Dies steht besonders für die Kieselsäurezahl ( $si$ ) und das Alkaliverhältnis ( $k$ ). Speziell unter den Oligoklasgesteinen steht er so ziem-

lich in der Mitte zwischen beiden Oligoklasiten. Wenn wir aber diese Zahlen in ein Verhältnis stellen, dann steht er zum in das plagioklasgranitische Magma gereihten Prestener Oligoklasit am nächsten.

	<i>fm : al</i>	<i>fm : alk</i>	<i>alk : al</i>	<i>6 alk : si</i>	<i>k</i>
	1:2·8	1:2	1:1·4	1:1·3	·15
Prestener Oligoklasit . . .	1:2·9	1:2·4	1:1·6	1:1·5	·18
Olig. porph., Torockó . . .	1:2·6	1:1·8	1:1·3	1:1·2	·06

Es ist interessant, dass er auf Grund der *c* Verhältnisse auch zum Typus des plagioklasgranitischen Magmas ziemlich nahe steht, aber das charakteristische *6alk : s*-Verhältnis grenzt ihn von diesem scharf ab.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di mt</i> <i>ru hm</i>
	10	11	57	14	—	8
Olig. aplit, Szarvaskő . . .	7	2	69	15	—	7
Oligoklasit, Presten . . .	12	11	52	18	7	—

Von den NIGGLischen Magmatypen stimmt er mit keinem überein, nur mit den Oligoklasgesteinen zeigt er eine sehr nahe Verwandtschaft. Im amerikanischen System steht er neben dem Csavaróser Porphyritoid (aber nahe zum Laurwikit), wo auch andere Oligoklasgesteine zu finden sind.

Auf Grund des Gesagten kann man ihn ein typisches Oligoklasgestein nennen.

#### *Oligoklasporphyrituff, Csavarósgaben.*

Rings um das Vorkommen des erwähnten Oligoklasporphyrits ist überall auch sein Tuff zugegen, worauf man auch trotz den sehr schlechten Aufschlussverhältnissen schliessen kann. Dieser Tuff kommt ober dem Serpentinweg auch in den Hauptgraben des Savós hinein.

Dies ist ein eigentümliches Gebilde, auf dessen Schieferungsrichtung man nur aus der Absonderung in einer Richtung und aus der Zerquetschung der Einschlüsse in einer Richtung folgern kann. Ansonsten ist es ein sehr stark zusammenhaltendes zähes Gestein. Sämtliche beobachtete Vorkommungen und das ganze gesammelte Material in Betracht nehmend, kann man sagen, dass der grössere Teil seines Materials aus brauner oder

dunkelviolettblauer, sehr dichter Tuffsubstanz besteht, in der makroskopisch kaum je ein kleines Feldspatkorn wahrzunehmen ist. Der kleinere Teil seines Materials fällt auf die Einschlüsse. Die Grösse derselben ist sehr verschieden, jede Grösse von der geringsten bis zu 30 mm. kommen vor, sie sind immer eckig, aber platt. zusammengedrückt. Ihre Verteilung ist sehr unregelmässig; es gibt ganz einschlussfreie Stücke, aber es gibt auch solche, wo diese vorherrschen.

Der grössere Teil der Einschlüsse besteht aus lichtem (gräulichweissem, bläulichgrünlichem oder gelblichgrauem) serizitischen Porphyritoid, der kleinere Teil ist Oligoklasporphyrit verschiedener Ausbildung, kristallinischer Sandstein und umgewandelter Tonschiefer. Bemerkenswert ist, dass ich im gesammelten Materiale keinen Kalksteineinschluss gefunden habe.

Die *Tuffsubstanz* selbst besteht aus sehr dichtem Glastuff, in dem wir nur sehr spärlich je ein Mineralkorn finden. Die Grösse der eine ausserordentlich mannigfaltige Gestalt besitzenden Glasfäden und Stücke ist sehr verschieden. Jede Grösse ist vorhanden, vom  $\mu$ -grossen Gebrösel angefangen bis zu grösseren Bimssteinstücken. Solche Bimssteinbüschel kommen aber nur sehr sporadisch vor. Sie enthält ziemlich viel Eisenerz: *Haematit* und *Limonit*; die grösseren Glasfasern sind viel reiner, ja es kommen unter ihnen auch ganz wasserklare vor. Die Umkristallisation des Glases ist nicht stark; die *Weissglimmer*bildung herrscht vor, aber man kann auch eine *Quarz-Feldspatausscheidung* wahrnehmen. Stellenweise ist auch graulicher Ton vorhanden, hauptsächlich als eine sehr fein verteilte, wolkige Substanz, die an manchen Stellen in Gemeinschaft mit *Titanit*, *Epidot* und *Limonit* sehr kleine feine Streifen bildet.

Der grösste Teil der ursprünglichen Mineralien besteht aus Feldspatmikrolith, der manchmal auch Aggregate bildet, also ein Grundmassengebrösel ist; er ist von gerader oder fast gerader Auslöschung und ausnahmslos glimmerig. Die kleinen (höchstens 0.5 mmigen) xenomorphen Fragmente des porphyrischen Feldspates sind ebenfalls sehr umgewandelt, es gelang mir kaum in einigen Fällen *Oligoklas* und sauren *Andesin* zu bestimmen. Die sich stellenweise ansammelnden chloritisch-

epidotischen Nester lassen auf viel *femisches Mineral* schließen; zum Chlorit gesellt sich an manchen Stellen auch Calcit und Serizit. Es sind aber auch kleine Quarzbruchstücke, ja sogar auch kleinere Quarzhäufchen vorhanden, deren fremden Ursprung man aber immer nachweisen kann.

Zur Analyse wählte ich die reinste, einchlussfrei scheinende Tuffsubstanz aus, die ich am oberen Teile des Csavarósgrabens gesammelt habe.

Originalanalyse		Mol. %
SiO <sub>2</sub> . . . . .	58·60 . . . . .	66·43
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1·34 . . . . .	1·13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15·66 . . . . .	10·44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4·06	} . . . . . 5·72
FeO . . . . .	2·40	
MgO . . . . .	1·91 . . . . .	3·23
CaO . . . . .	4·83 . . . . .	5·86
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5·23 . . . . .	5·75
K <sub>2</sub> O . . . . .	1·98 . . . . .	1·44
+ H <sub>2</sub> O . . . . .	4·18	—
— H <sub>2</sub> O . . . . .	0·10	—
Summe	100·29	100·00

Auch dies ist ein neutrales Gestein, aber bereits basischer, als sein Massengestein. Dies wird durch die Vergleichung der Basen mit einander und mit der Kieselsäure, auf Grund der Molekularprocente, sehr gut ausgedrückt.

	Bas : SiO <sub>2</sub>	(Mg Fe) O : CaO + Alk	CaO : Alk
Tuff . . . . .	1:2	1:1·4	1:1·2
Massengestein . . . . .	1:2·3	1:3·2	1:1·7

Ich halte die Differenz für zu gross, aber die Alkali verhältnisse, die den Oligoklasgesteinscharakter sehr gut ausdrücken, gleichen dies aus:

	Alk : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O	6 Alk : SiO <sub>2</sub>
Tuff . . . . .	1:1·4	1:4	1:1·5
Massengestein . . . . .	1:1·4	1:5·3	1:1·3

Diese wichtigen Verhältnisse zeigen ihre Zusammengehörigkeit.

Werte nach A. OSANN.

	s	A	C	F	a	c	f	n	Reihe
	67·56	7·19	3·25	11·56	10	4·5	15·5	8·0	α
Csav. Tuffporphyratoid	69·81	7·29	2·79	10·03	11	4	15	8·7	α

In Folge der grossen Quantität des Kernes der femischen

Mineralien entfernen sich diese Werte ziemlich vom normalen Oligoklasgesteinstypus, nur die Werte des Csavaröser Tuffporphyritoids stimmen mit ihm ganz gut überein, aber auch das  $a:c$  und das  $n$  Verhältnis weist bestimmt darauf hin, dass es auch ein Oligoklasgestein ist. Im OSANNischen System fällt es mit dem in den 61. Typus gehörenden Pyroxenlatit von Mormon Mt. Arizona überein, aber sein  $n$  Wert zeigt, dass es keine verwandten Gesteine sind. Ihre sämtlichen Familienwerte ( $s = 67.56$ ,  $A_6C_2$   $F = 62.20$ ,  $k = 1.08$ ) stimmen mit den Werten der Oligoklasgesteine überein.

	<i>S</i>	<i>Al</i>	<i>F</i>	<i>Al</i>	<i>C</i>	<i>Alk</i>	<i>NK</i>	<i>MC</i>	<i>Si O<sub>2</sub></i>
	22	3.5	4.5	13.5	7.5	9	8.0	3.2	58.60
642. Andesit . . . . .	22	3.5	4.5	14	6.5	9.5	7.5	3.2	62.44
314. Oligoklasit . . . . .	23.5	4	2.5	15	5.5	9.5	8.2	1.6	64.98
Biotitamph. porph.	21.5	3.5	5	14	8	8	7.4	4.0	

Auf Grund dieser *Parameter* zeigt er im OSANNischen System mit dem 642. Hypersthenandesit von Simpsonhafen Neupommern die nächste Verwandtschaft, aber er steht auch zum 314. Oligoklasit von Presten nahe, der wichtigste Unterschied liegt im  $A:F$ -Verhältnis. In dieser Beziehung steht er der Familie Biotitamphibolporphyrit-andesit ziemlich nahe.

NIGGLISCHE Werte:

	<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>
	203	+ 15	32	28	18	22	.20	.36	4
8. Quarzdiorit	221	+ 51	33	31	17	19	.27	.58	4

Diese *Molekularwerte* weisen gegen das quarzdioritische Magma, wo er am besten mit dem 8. Pyroxenquarzdiorit von Electric Peak übereinstimmt. Von den Oligoklasgesteinen steht er etwas entfernter. Das Verhältnis der Molekularwerte zu einander zeigt dies ebenfalls, aus diesem Grunde steht er dem Quarzdioritmagma-Typus nahe.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>di mt</i> <i>ilm ru</i>	<i>di</i>
	4	13	46	15	22	—
Quarzdiorit . . . . .	13	13	35	17	13	8
Oligoklasit, Presten . . . . .	11	12	52	18	7	—

Den quarzdioritischen Charakter kann man höchswahrscheinlich auf fremde Einschlüsse zurückführen. Im amerikanischen System passt er am besten in den unbenannten perso-dischen Subrang des domalkalischen Ranges von dofelischer

Ordo in dosalischer Klasse (Dosalan-Austrar-Dacas-x), in welchem Subrang auch der Plagiäplit von Koswinsky Kamen seinen Platz findet.

### *Grüner Porphyritoid, Savós.*

Eine von den bisher besprochenen sehr abweichende Ausbildung hat der erwähnte grüne Porphyritoid, der im Hauptarme des Savóstales, in der Nähe der Biegung des Serpentinweges auf einem ziemlich kleinen Gebiete zu finden ist.

Er ist ein graulichgrün bis dunkler grünes schieferiges Gestein, mit ziemlich vielen länglichen (2—6 mmigen) Chloritpseudomorphosen. Die sehr häufigen Gleitflächen sind immer dunkelgrün und längs der ebenfalls häufigen reibungsbrecciösen Linien kittet ebenfalls Calcit die zusammengeriebenen Gesteinsfragmente zusammen.

Die frischesten dichten Exemplare habe ich auf der Szakadáser Seite gesammelt. Aus einem derselben stammt die später folgende Analyse. In diesen ist die *Grundmasse*, welche über die Einsprenglinge nicht vorwiegend herrscht, sehr dicht und feldspatisch umwandelnd. Die unregelmässigen, manchmal flaumenartigen, winzigen Feldspatkörnchen löschen manchmal auch auf 0.2 mmigen Stellen fast gleichzeitig aus. Stellenweise kommt Quarz, Epidot und auch ein wenig Serizit vor. Diese Neugebilde sind genau in der Schieferungsrichtung geordnet. Chlorit, als Färbungssubstanz ist überall vorhanden.

Die porphyrischen *Plagioklase* folgen der Streckungsrichtung im allgemeinen nicht, oder nur darin, dass sie in der Schieferungsebene zerdrückt sind. Die hie und da noch ausnehmbare idiomorphe Form hat grosse Deformationen erlitten. Einzelne Kristalle wurden gekrümmt, andere zerbrochen in Stücke, wurden zerdrückt... je nach der Lage, in welcher sie der Stressrichtung entgegen gewesen sind. Auch chemisch sind sie stark umgewandelt, doch soviel ist noch meist wahrnehmbar, dass es Viellinge waren, die manchmal zonar gewesen sind. Die noch spärlich feststellbaren optischen Eigenschaften weisen darauf hin, dass diese Feldspate ungefähr zur *Andesin-* und *Labradorreihe* gehören. Ihr Umwandlungsprodukt ist *Weissglimmer*, in dessen dichten Aggregaten ein wenig *Epidot*, *Quarz* und *Albit*, und hie und da auch *Calcit* vorkommt. In einzelnen



Gesteinen habe ich auch eine starke Zeolithbildung wahrgenommen (Desmin), doch diese Zersetzung konnte die Spuren der Glimmerisierung nicht verwaschen.

Die Umrisslinien des ursprünglichen *femischen Minerals* zeigen, wo die Konturen überhaupt verblieben sind, eine längliche, gut gestaltete Kristallform, aber die Ränder und besonders die Enden sind stark zerfranst. Seine Substanz ist jetzt *Chlorit*, *Limonit*, *Calcit* und *Epidot*, in deren Lagerung gar keine Regelmässigkeit herrscht; Eisenerzrahmen habe ich nirgends gefunden. So müssen wir also eher an Pyroxen, als an Amphibol denken. Der in beträchtlicher Menge vorkommende, manchmal limonitische *Magnetit* formt idiomorphe Kristalle, mit scharfen Konturen, die aber öfter, ebenso, wie der sich neben ihnen befindliche *Apatit*, in Stücke gebrochen sind. Gut gestaltete *Titanit*- und *Rutil*kriställchen sind häufig.

Von diesem vorherrschenden und auch analysierten Typus weicht manches Gestein der Vorkommung dadurch ab, dass der *Calcit* eine grosse Rolle spielt, aber er ist nur zum Teil ein Zersetzungsprodukt, grösstenteils kam er erst nachträglich hinein. Es sind auch ursprünglich brecciöse und reibungsbrecciöse Teile vorhanden. In den ursprünglich brecciösen Varietäten ist das besprochene Gestein selbst die Kittmasse, die Breccien aber solche phyllitartige Gesteinsstücke, die gar keinen eruptiven Zug besitzen. In einem Gestein habe ich einen interessanten Plagioklasiteinschluss gefunden, mit basischem Plagioklas (Labrador) und Magnetit. Es enthält nicht einmal Spuren von femischen Mineral.

Das frischeste und analysierte Exemplar wurde selbst vom Serpentinwege gesammelt:

Originalanalyse		Mol. %
$SiO_2$ . . . . .	61.57 . . . . .	67.41
$TiO_2$ . . . . .	0.53 . . . . .	0.43
$Al_2O_3$ . . . . .	14.63 . . . . .	9.42
$Fe_2O_3$ . . . . .	2.98	} 5.77
$FeO$ . . . . .	3.65 . . . . .	
$MgO$ . . . . .	3.79 . . . . .	6.22
$CaO$ . . . . .	5.48 . . . . .	6.43
$Na_2O$ . . . . .	3.31 . . . . .	3.51
$K_2O$ . . . . .	1.16 . . . . .	0.81
+ $H_2O$ . . . . .	2.72	—
— $H_2O$ . . . . .	0.20	—
Summe	100.12	100.00

Diese Analyse deutet bestimmt auf ein Gestein dioritischen Magmas, nur das Verhältnis der Alkalien zu einander ist ein solches, welches auch gegen die Oligoklasgesteine hinweist ( $K_2O : Na_2O = 1 : 4.3$ ).

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>	<i>Reihe</i>
	67.48	4.32	5.10	13.32	5.5	7	17.5	8.1	<i>a</i>
32. Thumb . . . .	65.52	4.87	6.12	12.41	6	8	16	7.8	<i>a</i>
36. Mt. Pelée . . .	66.20	4.42	7.15	10.53	6	9.5	14.5	7.8	<i>a</i>

Die Übereinstimmung ist mit dem 32. Typ. Hypersthenandesit von Thumb (Cal) und 36. Typ. Hypersthenandesit von Mt. Pelée so ziemlich, nur in der sämtlichen Kieselsäuremenge besteht ein gewisser Unterschied, der wahrscheinlich in der Wegführung feldspatbildender Elemente seine Erklärung findet. Darauf kann man auch den grossen Wert des Kieselsäurekoeffizienten ( $k = 1.37$ ) zurückführen, worüber man sich bei einem solchen metamorphen Gestein nicht wundern kann.

	<i>SAIF</i>			<i>AICAlk</i>			<i>NK</i>	<i>MC</i>	<i>SiO<sub>2</sub></i>
	21.5	3	5.5	14	9.5	6.5	8.1	4.9	61.57
20. Erdkruste . . . .	21.5	3	5.5	14	8	8	6.4	5.3	60.97
652. Andesit . . . .	21.5	3.5	5	14	9.5	6.5	6.8	4.3	62.44

Im OSANNischen System stimmt er ganz gut mit 20. Mittlere Zusammensetzung der Erdkruste und dem 652. Pyroxenandesit von Burney Butte Californien überein, nur im *NK*-Werte besteht ein Unterschied, was für dieses Gestein gerade charakteristisch ist. Auf Grund des *SAIF* Verhältnisses passt er am besten in die Gesteinsfamilie der Amphibolporphyrite-andesite, auf Grund des *AICAlk*-Verhältnisses aber in die der Pyroxenporphyrite-andesite.

NIGGLISCHE WERTE:

	<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>
	207	+ 53	29	37.5	20	13.5	.18	.51	4
Qu. hyp. diorit . . .	222	+ 62	30.5	38	16.5	15	.17	.45	4
Diorit-Andesit Mittel	169	+ 13	29	36.5	20.5	14	.30	.48	4

Auf Grund dieser *Molekularwerte* passt er ganz gut zwischen die quarzdioritischen und dioritischen Magmagruppen. Im quarzdioritischen Magma ist er dem 10. Quarzhypersthendiorit von Madras Indien, im dioritischen Magma jedoch dem 4. Diorit-Andesit-Mittel nach H. R. Robinson am ähnlichsten. Aber abgesehen von der verhältnissmässig sehr grossen, einer solchen

mineralischen Zusammensetzung nicht sehr passenden *si* Zahl, zeugt ihr innerer Chemismus viel eher auf ein dioritisches Magma. Dies ist aus dem Wertverhältnisse der Zahlen gut wahrnehmbar:

	<i>c:fn</i>	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>fm:alk</i>	<i>alk:al</i>
	1:1·8	1·4:1	1:1·4	1·3:1	2·8:1	1:2·1
Diorit . . .	1:1·6	1·5:1	1:1·3	1·2:1	2·5:1	1:2
Quarzdiorit	1:1·6	1:1	1:1·6	1:1	1·5:1	1:1·6

Mit dem Typus des Dioritmagma stimmt er also beinahe genau überein, nur das 6 *alk:si*, und das *k*-Verhältnis ist sehr auffallend. In dieser letzteren Beziehung ist er den mit ihm gemeinsam vorkommenden Oligoklasgesteinen ähnlich.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>ilm</i> <i>hy mt</i>	<i>di</i>
	20	7	28	22	18	5
Quarzdiorit . . .	14	13	36	17	13	8
Diorit . . . . .	—	13	32	25	20	10

Die Ursache des Unterschiedes ist die Armut an Alkalien, die auf die Metamorphisation zurückzuführen ist. Aber selbst bei grossem Quarzgehalt steht er näher zum Diorit, als zum Quarzdiorit.

Wenn wir sämtliche physiographische und petrochemische Daten in Betracht nehmen, so scheint es uns als offenbar, dass dieser Porphyritoid ursprünglich ein neutraler Porphyrit (Amphibolporphyrit? oder Pyroxenporphyrit?) und zwar höchstwahrscheinlich ein Massengestein gewesen ist, nachdem die Untersuchungen gar keine Daten für seinen Tuffursprung lieferten.

#### *Dunkler Tuffporphyritoid, Szakadásberglehne.*

Er kommt ober der Kreuzung des Serpentinweges auf ziemlich grossem Gebiete vor. Er ist überall dunkelgrau oder gräulichschwarz und dünnschieferig, manchmal ist er blätterig zusammengepresst. Die transversale Schieferung ist in den meisten Fällen wahrnehmbar. Charakteristisch sind die an den Absonderungsflächen gut sichtbaren, manchmal 8 mmigen Feldspate, die teils wie breite Lamellen, teils wie Leisten aussehen; in Querbrüchen sind sie aber immer sehr dünn und zeigen auch mehrfache Verbiegungen. Wichtig ist, dass diese

Feldspatlamellen mit ihrer Längsachse immer in einer Richtung, parallel mit der gut sichtbaren ursprünglichen Schichtung gelagert sind. Der hie und da sichtbare Seidenglanz zeigt die Seritisation.

Wenn wir das ganze Vorkommen, sämtliche gesammelten Exemplare in Betracht nehmen, so erscheint uns die *Grundmasse* als sehr mannigfaltig. Der transversalen Schieferung entsprechend, können wir zweierlei Richtungen wahrnehmen. Eine ist die Richtung der Lagerung der ursprünglichen Trümmer, die andere ist die Ziehungsrichtung der Neugebilde. Diese zwei Richtungen kreuzen sich in einem schiefen Winkel. Mehrere Anzeichen weisen darauf hin, dass der glasige Teil ursprünglich über die Mineralienfragmente das Übergewicht hatte, infolge der Umkristallisation aber zeigen sich nur vereinzelt kleinere Stellen als isotrop. Dieser amorphe Teil besitzt eine aussergewöhnlich feinkörnige Struktur.

Ein grosser Teil der Kittsubstanz des Gesteingebröselns ist *Feldspat*, teils schlanker Mikrolith, teils ein isometrisches, manchmal zwillingsstreifiges, winziges Körnchen. Obzwar sie stark umgewandelt sind, kamen doch einige solche Körner vor, die mit annähernder Bestimmtheit als Glieder der Oligoklasreihe bestimmt werden konnten. Die Menge des ziemlich ungleich verteilten, umsetzenden *Magnetits* ist ziemlich beträchtlich.

Die aus der Durchkristallisation des Glases und aus der Umwandlung der Mineralbrocken stammenden Neugebilde sind grösstenteils *Serizit* und *Albit*, sehr gering ist die Menge des *Chlorits*, *Epidotes* und *Quarzes*. Die gewöhnlich nur einige  $\mu$  feinen Lamellen des Serizites und die höchstens 0.1 mmigen wasserklaren Körnchen des Albits sammeln sich manchmal auch in Aggregate. Die sehr kleinen Körner des Epidots (Pistazit) sind scheinbar unregelmässig verstreut, während dünne Streifen des meist amorphen Chlorits wieder der Streckungsrichtung folgen. In diesen Chloritstreifen ist nur hie und da je ein Penninlamellen zu finden.

Veränderlich ist die Rolle des *Calcits*, an manchen Stellen kann man eben nur seine Spuren nachweisen, in einigen Gesteinen kommt er aber in ziemlicher Quantität vor. Seine kleinen, wasserklaren Körnchen sind in der Streckungsrichtung etwas gedehnt. Einen Unterschied zwischen den an verschiedenen

Stellen gesammelten Exemplaren bildet auch, dass in manchen unter dem Feldspatgebrösel der Mikrolith vorherrscht, in anderen aber die Fragmente porphyrischer Feldspate.

Die grösseren Mineralienkörner sind ausschliesslich *Feldspate*. Es ist für diese charakteristisch, dass sie überall zerdrückt und umgewandelt sind. Infolge der Zusammendrückung kommen sie immer in Stücke zerbrochen vor und bei den einzelnen Stücken besteht auch in der Auslöschungsschiefe ein geringfügiger Unterschied. An der Zerstückelung nahm aber ausser den dynamischen Gründen auch die chemische Umwandlung teil, weil die von längs der verschiedenen Spaltungs-, Absonderungs- und Sprunglinien ausgehende *Serizitisierung* auch vorgeschritten ist, ausser welcher auch *Albitbildung* vorkommt. In Verbindung mit dem Albit habe ich im oberen Teile des Vorkommens auch *Calcitbildung* wahrgenommen. Die stellenweise noch bestimmbar Feldspate stammen überall aus der *Oligoklasreihe*.

Der aus femischem Mineral stammende *Chlorit* bildet nur selten grössere Haufen. Die Gestalt dieser Haufen ist unregelmässig und scheint so zufällig zu sein, dass man auf die Art ihres ursprünglichen Minerals nicht einmal schliessen kann.

Auf Grund des Gesagten ist es höchstwahrscheinlich, dass dieser dunkelfarbige Porphyritoid aus einem solchen Tuff des Oligoklasporphyrits entstanden ist, in dem das ursprüngliche Glas und Mineraliengebrösel vermengt war.

Zur Analyse wählte ich ein calcitfreies Exemplar von Szakadás aus.

Originalanalyse	Mol. %
SiO <sub>2</sub> . . . . . 59.10 . . . . .	65.91
TiO <sub>2</sub> . . . . . 1.30 . . . . .	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 17.02 . . . . .	11.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . 3.65 } . . . . .	5.75
FeO . . . . . 2.91 }	
MgO . . . . . 1.98 . . . . .	3.31
CaO . . . . . 3.95 . . . . .	4.71
Na <sub>2</sub> O . . . . . 6.51 . . . . .	7.03
K <sub>2</sub> O . . . . . 1.32 . . . . .	1.04
+ H <sub>2</sub> O . . . . . 2.29 . . . . .	—
— H <sub>2</sub> O . . . . . 0.12 . . . . .	—
Summe	100.15
	100.00

Die Struktur der Analyse ist den vorigen Oligoklasporphyriten sehr ähnlich, was der Vergleich der Molekularprocente am besten zeigt;

	(MgFe)-O:			
	Bas : SiO <sub>2</sub>	CaO + Alk	K <sub>2</sub> O · Na <sub>2</sub> O	Alk : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	1 : 2	1 : 1·4	1 : 6·7	1 : 1·4
Tuffporph. Csav. Bergl.	1 : 2·3	1 : 1·	1 : 6·9	1 : 1·4
Olig. p. tuff. Csav. Grab.	1 : 2	1 : 1·4	1 : 5·3	1 : 1·4

Bei den *CaO : Alk* und den *CaO : Na<sub>2</sub>O* Verhältnissen kommt schon eine geringe Abweichung vor; diese Werte sind nämlich vollkommen identisch mit den Werten des Prestener Oligoklasits und des massigen Oligoklasporphyrits aus dem Csavarósgraben.

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>	<i>Reihe</i>
	66·99	8·07	3·10	10·67	11	4·5	14·5	8·7	<i>α</i>
Tuffporph. Csav. Bergl.	69·81	7·29	2·79	10·03	11	4	15	8·7	<i>α</i>
" Csav. Grab.	67·56	7·19	3·25	11·56	10	4·5	15·5	8·0	<i>α</i>

Ins System OSANNS kann man ihn auf Grund der *Typenwerte* nicht einreihen, weil er mit dem 61. Typ. Pyroxenlatit von Mt. Mormon übereinstimmen würde, doch der *n*-Wert schliesst jede Verwandtschaft aus. Wenn wir aber vom *s* Werte absehen, stimmt er in jeder Beziehung mit dem oben besprochenen Tuffporphyritoid der Csavaróslehne und Oligoklasporphyrittuff vom Csavarósgraben überein, mit welchen er auch in der Dreieckprojektion beinahe genau zusammenfällt.

	<i>s</i>	<i>A<sub>6</sub> C<sub>2</sub> F</i>	<i>k</i>
	66·99	65·29	1·02
Olig. p. tuff, Csav. Graben	67·56	62·20	1·08
Oligoklasit, Torockó . . . . .	68·42	68·00	1·01

Auf Grund dieser *Familienwerte* steht er in OSANNS Gesteinsfamilien zwischen den Amphibolbiotitporphyriten und den Proxenporphyriten. Aber viel näher als zu diesen steht er zu den Oligoklasgesteinen und besonders nahe zum Oligoklasit von Torockó. Interessant ist, dass bei dem geringen *s* Wert das Verhältnis der feldspatbildenden Kerne zum *s* verhältnissmässig hohe Werte ergibt:

	<i>6 A : s</i>	<i>6 A + 2 C : s</i>	<i>s</i>
	1 : 1·4	1 : 1·2	66·99
Oligoklasaplit, Torockó . . . . .	1 : 1·4 . . . . .	1 : 1·3	72·40
Olig. porphyrit, Csav. Graben	1 : 1·3 . . . . .	1 : 1·2	70·65

Auch dies zeigt, dass er eine solche chemische Struktur besitzt, wie die Oligoklasgesteine.

	SAIF			AlCaIk			NK	MC	Si O <sub>2</sub>
	22	3·5	4·5	14	6	10	8·7	4·1	59·10
642. Hyp. andesit . . . . .	22	3·5	4·5	14	6·5	9·5	7·5	3·2	62·44
Olig. p. tuff, Csav. Graben	22	3·5	4·5	13·5	7·5	9	8·0	3·2	58·60

Auf Grund dieser *Parameter* stimmt er in seinen Hauptwerten mit dem 642. Hypersthenandesit von Simpsonhafen Neupommern beinahe genau überein, aber eben so nahe steht er auch zum Oligoklasporphyrittuff des Csavarósgrabens; das *AlCaIk*-Verhältnis betreffend aber stimmt er mit dessen Massengestein gänzlich überein. Übrigens gehört er infolge des *AlCaIk*-Verhältnisses unter die schwach alkalischen Mischgesteine.

Molekularwerte nach NIGGLI:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
	201	+ 3	34	27·5	14	24·5	·13	·36	4
Natronsyenit . . . . .	200	- 16	32	29	10	29	·20	·30	3
Ol. p. tuff, Csav. Graben	203	+ 15	32	28	18	22	·20	·36	4
Tuffporph. Csav. Bergl.	230	+ 34	33·5	33	9·5	24	·12	·11	3

Er stimmt mit dem Typ. des vereinigten natronsyenitischen Magmas ziemlich gut überein, aber er steht zum Oligoklasporphyrittuff des Csavarósgrabens und zum Tuffporphyritoid der Csavarósberglehne doch näher, von welchen ihn auch der *si* Wert nicht so trennt, wie vom in das natronsyenitische Magma gereihten 4. Glimmerhornblendeandesit von Sepulchre Mt, welchen er übrigens ebenfalls nahe steht.

	c:alk	c:al	alk:al	6 alk:si	k
	1:1·7	1:2·4	1:1·3	1:1·3	·13
Natronsyenit . . . . .	1:2·9	1:3·2	1:1·1	1:1·1	·20
Olig. p., Csavarósgraben	1:1·7	1:2·4	1:1·4	1:1·3	·15

Er steht also viel näher zum Gestein des Csavarósgrabens.

Amerikanische Norm:

	qu	or	ab	ne	an	hy-mt	di
	5	9	55	—	13	12	6
Natronsyenit . . . . .	—	16	51	5	4	15	9
Olig. porph. Csav. Grab.	7	10	58	—	14	5	6
Olig. p. tuff „ „	5	12	46	—	13	13	11

Vom natronsyenitischen Magma trennt ihn hauptsächlich das Vorhandensein des magmatischen Nephelins. Auch deshalb, wie auch auf Grund des für diesen Tuffporphyritoid wichtigsten

Verhältnisses, des Verhältnisses *ab : an*, steht er den Oligoklasgesteinen viel näher.

Im amerikanischen System gelangt er in den Grenados Subrang mit den oben genannten Oligoklasgesteinen zusammen.

Tatsache ist, dass dieser Tuffporphyritoid ein Übergangsgestein ist, sowie die typischen Vertreter der Oligoklasgesteine sämtlich so lange solche Übergangsgesteine bleiben, bis wir für sie eine separate Gruppe aufstellen.

### *Grobporphyrischer Porphyritoid, Savós.*

Dies ist der verbreitetste Porphyritoidtypus der Gegend. Er ist ein stark gepresstes, dünnstieferiges Gestein. In seiner violettbraunen, an anderer Stelle dunkelgrauen Grundmasse sind grosse (bis 20 mm) und breite Feldspatlamellen in grosser Anzahl in der Schieferungsebene sichtbar, deren Farbe sich vom dunkelgrau bis zum weiss verändert. Die frischesten sind die dunkel gefärbten, die weissen sind stark serizitisch. Diese grossen Feldspatlamellen sind mit ihrer Längsachse immer pünktlich in eine Reihe geordnet, ohne dass das Gestein eine fluidale Struktur hätte. Vielleicht bezeichnen sie die ursprüngliche Schichtungsrichtung. In einzelnen Gesteinen kann man mehr, in anderen weniger grünlich-schwarze, längliche Chloritflecken bemerken, deren Ziehungsrichtung mit derjenigen der Feldspate identisch ist.

Das erste, was unter dem Mikroskope auffällt, ist die Umkristallisierungsart der *Grundmasse*, in folgedessen sich eigentümlich schwammartige, manchmal auch auf 0.7 mmigen Stellen im Grossen gleichzeitig auslöschende Albitkörnchen gebildet haben, in deren Poren sich Epidot und Quarzkörnchen befinden. Ein jedes der Quarzkörnchen löscht separat aus, die Zusammenwachsung ist also nicht granophyrisch. Ausserdem haben die Albitkörnchen die übrigen Bestandteile der Grundmasse in sich eingeschlossen, sowie die vielen Eisenerzkörnchen und den Chlorit. Aber auch der Albitgrund selbst ist nicht einheitlich, manchmal scheint es, als ob mit einem Albit von vorherrschender Grösse mehrere, aber nur ein



wenig verschieden orientierte, kleinere Albitkörner zusammengewachsen wären. Deshalb scheint die Auslöschung nur im grossen und ganzen einheitlich.

Ausser diesen Neugebildenen befinden sich in der Grundmasse auch kleine Feldspatfragmente, die teils von Mikrolithen, teils von Feldspateinsprenglingen abstammen. Ihr Erscheinen ist ebenso, wie in den Tuffporphyritoiden von Szakadás, nur sind sie stärker serizitisch.

Die porphyrischen grossen *Feldspat*lamellen sind nirgends einheitlich, sie sind überall in kleine Stücke zerdrückt und auch immer serizitisch. Zwischen den einzelnen Stücken befindet sich häufig ein dickes Serizitband, welches von auf die Längsrichtung des Bandes quer stehenden, sehr feinen Schuppchen gebildet wird. Manchmal werden die Stücke durch eine sehr dünne Quarzschur mit einander cémentiert, deren Auslöschung, obwohl ihre Zusammengehörigkeit keinem Zweifel unterliegt, sich voneinander doch um einige Grade unterscheidet. Also infolge des Stresses haben sich einzelne Stücke von ihrer ursprünglichen Richtung schwach tordiert. In den stärker umwandelnden Feldspaten kann neben dem *Serizit* auch *Albit*-, *Quarz*- und *Epidot*bildung nachgewiesen werden. Die noch bestimmbaren Feldspate gehören zu den *Andesin*- und *Andesinolit*-*goklas*arten.

Die Kristallform des porphyrischen feldischen Minerals ist in vielen Fällen eine gut erkennbare Form von *Amphibol*, deren Pseudomorphosen von einem dünneren-dickeren haematitischen Magnetitrahmen umgeben sind; binnen demselben herrscht der *Chlorit*: *Pennin* und *Klinochlor* vor, daneben befindet sich immer *Epidot* und je ein Korn *Calcit*. Der *Titanit* ist schon seltener. Das Innere einzelner dieser Pseudomorphosen wird von winzigen *Albit*körnchen ausgefüllt, woraus man schliessen kann, dass sich der *Albit* erst nach der gänzlichen Entfernung der *Chlorit*-substanz gebildet hat; das Innere anderer füllen schwammige Eisenerzhaufen mit *Titanit* und ein wenig *Chlorit* aus. Im chloritischen Teile habe ich an mehreren Stellen auch sehr gut ausgebildete *Zirkon* und *Rutil*kriställchen wahrgenommen. Stellenweise gesellt sich auch *Serizit* zum *Chlorit*, was aus der gegenseitigen Wirkung der umwandelnden Mineralien erklärt werden

kann. Auch auf diesen Amphibolpseudomorphosen kommen häufig Verbiegungen und Plattdrückungen vor.

Grössere Eisenerze sind kaum vorhanden; dies ist limonitischer *Magnetit*, mit welchem in Gemeinschaft manchmal auch pleochroitischer *Apatit* zugegen ist. In der Nähe des zersetzenden Eisenerzes findet man auch *Titanit*.

Am oberen Teile des Vorkommens, gegen den Szárdoka-berg, beginnt auch der *Calcit* eine Rolle zu spielen; er erscheint sowohl längs der einzelnen Risse, als auch an der Stelle ganz zugrundegegangener Gesteinsteile.

Sämtliche Eigenschaften, die ich auf diesen Porphyritoiden wahrgenommen habe, bezeugen, dass es ursprünglich amphibolhaltiger Porphyrit gewesen ist. Aus der mannigfachen Ausbildung der Grundmasse, besonders aus den in derselben erscheinenden Mineralientrümmern, sowie aus der Lagerung in einer Richtung der grossen Mineralienkörner, können wir auch darauf schliessen, dass wir es mit einer eruptiven Ablagerung zu tun haben.

Das zur Analyse ausgewählte Exemplar habe ich ungefähr 180 m aufwärts von der Kreuzung des Serpentinweges, aus Felsen der Talsohle gesammelt. Dieses calcitfreie Stück (die in den Chloritaggregaten befindlichen winzigen Calcitkörnchen natürlich nicht eingerechnet) ist ein guter Vertreter vom normalen Typus dieses Porphyritoids.

Originalanalyse	Mol. %
$\text{SiO}_2$ . . . . . 59.79 . . . . .	67.42
$\text{TiO}_2$ . . . . . 1.04 . . . . .	0.87
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . . . 16.95 . . . . .	11.24
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . . . 4.12	5.14
$\text{FeO}$ . . . . . 1.78	
$\text{MgO}$ . . . . . 1.55 . . . . .	2.62
$\text{CaO}$ . . . . . 5.09 . . . . .	6.15
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . . . 5.02 . . . . .	5.48
$\text{K}_2\text{O}$ . . . . . 1.49 . . . . .	1.08
+ $\text{H}_2\text{O}$ . . . . . 3.38	—
— $\text{H}_2\text{O}$ . . . . . 0.01	—
$\text{P}_2\text{O}_5$ . . . . . Spur	—
Summe 100.31	100.00

Eine, den vorherigen ziemlich ähnliche Analyse, die aber doch in mehreren Gesichtspunkten von dieser abweicht. Die Molekularprocente der einzelnen Oxyde vergleichend, erhalten wir folgendes Resultat:

	(MgFe) O :					
	Bas : SiO <sub>2</sub>	CaO + Alk	CaO : Alk	CaO : Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O	Alk : Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
	1 : 2·1	1 : 1·6	1 : 1	11 : 1	1 : 5	1 : 1·7
Ol. p. tuff, Csav. Grab.	1 : 2 . . .	1 : 1·4	1 : 1·2	1 : 1	1 : 5·3	1 : 1·4

Es ist den bei den Amphibolandesiten und bei den Amphibolpyroxenandesiten vorkommenden Verhältnissen am ähnlichsten, aber es enthält auch ziemlich viel Oligoklasgesteinscharakter, wie es aus den Werten des Oligoklasporphyrittuffs vom Csavarósgraben ersichtlich ist.

Typenwerte:

	<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
	68·29	6·56	4·68	9·23	9·5	7	13·5	8·3	<i>α</i>
31. Andesit . . .	69·02	5·52	5·13	9·62	8	7·5	14·5	7·2	<i>β</i>

Die Übereinstimmung wird von der grossen Quantität des Alkalifeldspatkernes (*A*) und des Alkalikoeffizienten (*n*), sowie auch vom geringen Wert des Kieselsäurekoeffizienten etwas verhindert. Alle drei sind solche Werte, die auf Oligoklasgesteine hinweisen. Die Familienwerte stimmen am besten mit den Werten des Biotitamphibolporphyrites überein.

Parameter:

	SAIF		AlkAlk			NK	MC	SiO <sub>2</sub>	
	22	3·5	4·5	14	7·5	8·5	8·3	3·0	59·79
640. Andesit . . .	22	3·5	4·5	14·5	7·5	8	7·4	4·2	62·89
641. Andesit . . .	22	3·5	4·5	14·5	8·5	7	7·8	3·6	60·41

Auf Grund einzelner dieser Parameter ist er mit dem 640. Amphibolandesit von Chapultepec, auf Grund der *NK* und *MC* Verhältnisse aber mit dem 641. Pyroxenamphibolandesit von Vindicator Mt. sehr nahe verwandt, mit welchem letzterem er auch in der SiO<sub>2</sub>-Menge beinahe genau übereinstimmt.

Molekularwerte:

	<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>
	213	+ 31	35·5	24·5	19·5	20·5	·16	·33	5
13. Essexitdiorit . . .	164	+ 17	36	23	19	22	·37	·32	5
3. Andesit . . . . .	197	+ 47	36·5	26·5	24·5	12·5	·17	·33	5
Ol. p. tuff, Csav. Graben	203	+ 15	32	28	18	22	·20	·36	4

Aus diesen Zahlen und Verhältnissen ersieht man die Eigentümlichkeit dieses Gesteins: auf Grund der Projektions-

werte kann man es in das granodioritische Magma ganz gut einreihen, aber der grosse Wert des *si* und besonders des *k* macht dies ganz unmöglich. Unter den einzelnen Magmagliedern stimmt es mit dem in das opdalitische Magma gehörenden 7. Augengranit von Djupadal ganz gut überein, aber hier ist der *k* Wert wirklich gross (·52). So verbleibt noch das essexitdioritische und das peléitische Magma, in welchen wir verwandte Glieder finden. Im ersten ist der 13. Essexitdiorit von Oritz Mt., im zweiten der 3. Andesit von Martinique jenes Gestein, mit welchem er irgendwie übereinstimmt. Auf Grund einzelner Glieder zeigt er auch zum Quarzdioritmagma eine Verwandtschaft. Verwandt ist er aber auch mit den Oligoklasgesteinen.

Standardmineraleien:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di mt</i>
	13	9	43	20	—	15
Quarzdiort . . . . .	14	12	35	15	15	9
Oligoklasit, Presten	12	11	52	18	7	—

Im grossen und ganzen steht er zwischen dem Oligoklasit von Presten und dem Quarzdiorit, aber vom letzteren ist er etwas entfernter. Im amerikanischen System fällt er zwischen den Tonalit und den Andesit, was seiner Zusammensetzung gut entspricht.

Ein jedes Zeichen weist darauf, dass wir es mit einem aus gemischtem Magma stammenden Gestein zu tun haben.

#### *Phyllitartiger Porphyritoid, Szárdoka.*

Er kommt am südlichsten Punkte des beschriebenen Abschnittes, am nächsten zum Mitteltriaskalk vor. Sein eruptiver Charakter konnte nur durch detaillierte Untersuchungen festgestellt werden. Er hat einen ganz phyllitischen Habitus und ist ein violettbraunes, dichtes Gestein, dessen leicht absonderbare dünne Lamellen einen Seidenglanz besitzen. Auf seinen Querbrüchen sind ziemlich viel, aber höchstens 0·5 mmige graulichweisse Feldspatkörnchen wahrnehmbar.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt, dass wir es mit einem metamorphen Gestein von ursprünglicher Brockenstruktur zu tun haben. Die Grundmasse ist ganz, aber sehr ungleichmässig umkristallisiert und felsitisch geworden. Die Kör-

ner des *Felsits* sind stellenweise nur  $\mu$   $\mu$ -isch, während sie in unmittelbarer Nähe die Grösse eines  $\mu$  erreichen. Die einzelnen Felsiteile von verschiedener Korngrösse besitzen häufig eine bestimmte Form, so, dass die Grundmasse aus verschiedenen Stücken aufgebaut erscheint. Die Umwandlung ist aber so gross, dass man die Grenzen der einzelnen Teile nur selten wahrnehmen kann; an den meisten Stellen übergehen sie unbemerkt in einander. Im Felsit erscheint auch eine geringe Menge *Serizit*, der in der Schieferungsebene ganz unregelmässig gelagert ist, während er in Quer und Längsbrüchen der Streckungsrichtung genau folgt. Die für das Gestein sehr charakteristischen limonitisch-haematitischen Streifen ziehen sich auch in der Schieferungsebene genau in einer Richtung, wahrscheinlich die ursprüngliche Schichtungsrichtung zeigend. Diese Richtung fällt mit der Richtung der Streckung nicht zusammen. In den Eisen-erzstreifen ist auch *Titanit* und *Epidot* vorhanden.

Die zahlreichen aber kleinen *Plagioklasbruchstücke* sind grösstenteils gänzlich umgewandelt, sie wurden zu einen feinfilzigen *Serizithaufen*, in dem ein wenig *Epidot* immer vorhanden ist, aber manchmal auch *Quarz*, *Zoisit* und *Albit* bestimmt werden kann. Die Gestalt der Pseudomorphosen, wenn diese die ursprüngliche Feldspatform getreu wiedergeben, ist ganz unregelmässig. Die wenigen übriggebliebenen Feldspatbrocken sind mit *Serizit* stark durchwoben. Die Weissglimmerschüppchen und Fäden umgeben strahlenförmig einzelne kleinere Relikte. Interessant ist, dass in den Aggregaten der *Serizit* die *Epidot*-körner auch häufig ebenso strahlenförmig umgibt. In der aus den gesammelten Exemplaren angefertigten Dünnschliffserie fand ich nur einige Stellen, an welchen ich das optische Verhalten des Feldspates wenigstens annähernd bestimmen konnte. Diese Daten lassen auf neutralen *Plagioklas* (um den *Andesin*) schliessen.

Auch *Quarz*fragmente kommen in geringer Menge vor, aber ausgewalzte, gestreckte *Quarzaggregate* sind häufiger. In einigen Fällen beobachtete ich auch auf *Porphyrquarz* zeugende Eigenschaften. Der sich im Gestein befindende *Chlorit* ist gleichmässig verteilt, aber nicht einmal dort, wo er in kleineren Aggregaten versammelt ist, kann man von der ganz zufälligen Gestalt auf das ursprüngliche femische Mineral nicht schliessen.

In diesen Porphyritoiden kommen spärlich auch kleine, fremde Einschlüsse vor, von den ich *Granophyr* und ein *Quarzit*stückchen bestimmen konnte. Die übrigen Einschlüsse waren bis zur Unkenntlichkeit zusammengedrückt und umgewandelt.

Von den wenigen uns zu Gebote stehenden physiographischen Daten können wir darauf schliessen, dass dieses Gestein der Tuffirgend eines saureren Porphyrits sein könnte. Seine chemische Analyse ist:

Originalanalyse		Mol. %.
$SiO_2$ . . . . .	66.51 . . . . .	72.25
$TiO_2$ . . . . .	1.19 . . . . .	0.97
$Al_2O_3$ . . . . .	15.29 . . . . .	9.77
$Fe_2O_3$ . . . . .	2.32	} . . . . . 3.78
$FeO$ . . . . .	2.09	
$MgO$ . . . . .	2.12 . . . . .	3.46
$CaO$ . . . . .	3.09 . . . . .	3.60
$Na_2O$ . . . . .	3.14 . . . . .	4.34
$K_2O$ . . . . .	1.93 . . . . .	1.83
+ $H_2O$ . . . . .	2.61	—
— $H_2O$ . . . . .	0.14	—
	<hr/> Summe 100.43	<hr/> 100.00

Der ursprüngliche  $Al_2O_3$  Überschuss (*T*) beträgt 1.55 Molekularprozent. Weil die Serizitisierung wirklich grosszügig ist, überhaupt bei den Brocken der Feldspateinsprenglinge, ergänzte ich die Alkalien mit dem ganzen *T*. Die Ergänzung von  $K_2O$  und  $Na_2O$  habe ich in der von OSANN im sekundären *T*-Falle empfohlenen Weise (D. chem. Faktor etc. I. P. 16. Hdlbg. 1919) in dem Verhältnis vorgenommen, was die Bauschanalyse gegeben hat.

Charakteristisch sind die Verhältnisse der Mol. %, die zeigen, wie sehr sich dieses Gestein von den übrigen Gesteinen des Savóser Profils unterscheidet:

(*Mg Fe*) O:

Bas:  $SiO_2$  CaO + Alk MgO: CaO CaO: Alk CaO:  $Na_2O$   $K_2O$ :  $Na_2O$  Alk:  $Al_2O_3$   
 1:2.8 1:1.2 1:1 1:1.5 1:1.2 1:2.3 1:1.8

Die grösste Verwandtschaft zeigt er mit dem Tuffporphyritoid und dem grobporphyrischen Porphyritoid von Szakadás,

von welchen ich bemerkte, dass bei ihnen das Abnehmen des  $Na_2O$  sehr wahrnehmbar ist. Dabei ist unleugbar, dass zwischen diesem Gestein und den Oligoklasgesteinen ein gewisser Übergang besteht.

Typenwerte:

	<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
	73·22	6·17	3·60	7·24	11	6·5	12·5	7·0	$\beta$
24. Typ. Sant.	71·61	6·86	3·59	7·66	11·5	6	12·5	6·4	$\beta$

Auf Grund dieser Werte, abgerechnet den *s* Wert, finden wir noch eine kleine Verwandtschaft mit den vorigen Gesteinen und zwar in erster Linie mit dem Szakadáser Tuffporphyritoid. Der Unterschied im *k* Werte ist aber so gross, was die Verwandtschaft auf das Minimum reduziert. Er stimmt mit dem in OSANNS Tabelle in den 24. Typus gehörenden Hypersthenandesit von Santorin überein, dem sein Typus wirklich sehr ähnlich ist, auch hier den *s* Wert ausgenommen, der bedeutend grösser ist. Es muss bemerkt werden, dass NIGGLI den Andesit von Santorin in das zu den dioritischen Magmen gehörende Plagioklasgranitmagma reiht. Gross ist die Abweichung von den übrigen Gesteinen des Savós auch jenes Verhältnis betreffend, welches zwischen den höchst silifizierten Molekülen und der sämtlichen Kieselsäuremenge besteht; verschieden ist aber auch das Verhältnis zwischen sämtlichen Feldspatkernen und dem *s*.

	$6A:s$	$6A+2C:s$
	1:2	1:1·7
Amphibolandesit . . . . .	1:2·1	1:1·5
Quarzporphyrit . . . . .	1:1·8	1:1·5

Die Alkalifeldspatkerne betreffend, erhalten wir also bei den Andesiten ähnliche Zahlen, nur ist für diese die grosse Verminderung der Werte beim zweiten ( $6A+2C:s$ ) Verhältnisse charakteristisch.

Familienwerte:	<i>s</i>	$A_6 C_2 F$	<i>k</i>
	73·22	51·46	1·42
Quarzporphyrit . . . . .	72·84	51·59	1·33
B. A. porphyrit . . . . .	69·23 . . . . .	57·11	1·21

Wenn wir diese Werte mit denen der früheren Porphyritoide vergleichen, fällt uns der grundlegende Unterschied be-

treff der *s* und *k*-Werte sofort auf. Aber in die Familie der Quarzporphyrite passt das Gestein ganz gut hinein. Der grosse Kieselsäurekoeffizient gibt uns aber den Gedanken ein, dass der  $Al_2O_3$ -Überschuss uns das Bild der infolge der Metamorphose weggeführten Alkalienmenge nicht getreu zurückgibt, es wurde also vielleicht etwas mehr weggeführt, als die jetzige Tonerde-Übersättigung.

## OSANNISCHE Parameter:

	SAIF			AlCalk			NK	MC	Si O <sub>2</sub>
	23.5	3	3.5	15	5.5	9.5	7.0	4.9	66.51
59. Granit . .	23.5	3	3.5	15.5	5	9.5	7.1	4.3	64.83
623. Andesit .	23.5	3.5	3	15	5.5	9.5	8.1	3.2	67.04
Quarzporphyrit	23.5	3.5	3	15	6	9	6.7	3.1	

In der OSANNISCHEN Tabelle stimmt er auf Grund des SAIF-Verhältnisses mit dem 59. Sodagranit, Upham N. Brunswick, auf Grund des AlCalk Verhältnisses mit dem 623. Hypersthenandesit von Stanford (Alaska) genau überein. Er steht aber auch dem Prestener Oligoklasit sehr nahe, was dessen Quarzgehalt ganz gut begründet. Wenn wir diese Parameter als Familienwerte betrachten, müssen wir wiederholen, dass er nur in die Quarzporphyritfamilie passt.

## Molekularwerte:

	si	qz	al	fm	c	alk	k	mg	m
	270	+ 78	36.5	27	13.5	23	.29	.47	4
3. Quarzdiorit	260	+ 70	39	24.5	14	22.5	.28	.50	4

Auf Grund dieser Werte, passt er am besten in das quarzdioritische Magma und mit einem die meiste Kieselsäure enthaltenden Glied desselben, dem 3. Biotitquarzporphyrit von Electric Peak (Yellowstone) zeigt er eine grosse Übereinstimmung. Wir müssen jedoch bemerken, dass er auch mit mehreren Gliedern des adamellitischen Magmas, besonders mit den weniger Kieselsäure enthaltenden Gliedern auch viele verwandtschaftliche Züge aufweist. So, dass man sagen kann, dass er zwischen beiden Magmen steht. Der Wert des Alkaliverhältnisses (*k*) weist aber unbedingt zum quarzdioritischen Magma hin. Das Verhältnis der Molekularwerte zu einander sagt uns aber nicht dasselbe:



	<i>c:fm</i>	<i>c:alk</i>	<i>c:al</i>	<i>fm:al</i>	<i>alk:al</i>	<i>6alk:si</i>
	1:2	1:17	1:27	1:13	1:15	1:19
Quarzdiorit . . . .	1:16	1:1	1:16	1:1	1:16	1:19
Adamellit . . . .	1:18	1:2	1:3	1:16	1:14	1:12
Tuffporph. Szak. .	1:19	1:17	1:24	1:12	1:13	1:17

In Betreff dieser feinsten Verhältnisse steht er aber näher zum Chemismus des adamellitischen Magmas, als zu dem des Quarzdiorites. Unter den vorigen Gesteinen zeigt er die nächste Verwandtschaft mit dem Tuffporphyritoid des Szakadásberges.

Amerikanische Norm:

	<i>qu</i>	<i>or</i>	<i>ab</i>	<i>an</i>	<i>hy mt</i>	<i>di mt</i>
	23	16	35	16	—	10
Quarzdiorit	13	13	36	17	13	8
Adamellit	28	20	30	10	10	2

Auf Grund dieser *magmatischen Mineralienreihe* besteht schon gar keine Verwandtschaft mehr zwischen diesem Gestein und den übrigen Gesteinen des Savós. Aber es passt gut in das quarzdioritische Magma, dessen Typus sich sozusagen nur in der geringeren Menge des freien Quarzes unterscheidet.

Im amerikanischen System fällt es in den *Dacos Subrang*, was dem gegebenen Chemismus dieses Gesteins gut entspricht.

Wenn wir jetzt sämtliche beobachtete und aus der Analyse folgende Eigenschaften in Betracht nehmen, so erscheint daraus, dass der ursprüngliche Quarzgehalt dieses Gesteins wahrscheinlich geringer war, und nur infolge der Wegführung der Alkalien und eventuell einer gewissen Quantität von *CaO*, erhöhte sich die mol. prozentuale und relative Kieselsäurequantität. In seiner heutigen Zusammensetzung müssen wir es für einen sauren Quarzporphyrit halten.

### Zusammenfassung.

Das auch im bedeckten Zustande interessante petrologische Profil des Savóstales zeigt, dass die eruptive Serie mit Porphyritoiden beginnt, die Hauptmasse besteht aus neutralen Gesteinen, der oberste Teil ist wieder ein saures Gestein. Obzwar zwischen beiden sauren Randgesteinen auch grosse Unterschiede

bestehen, nämlich das Gestein der Talsohle steht dem Quarzporphyr am nächsten, während der obere Teil mit dem besten Willen nur Quarzporphyr ist, so ist diese schieferige Gesteinsreihe doch im grossen und ganzen symmetrisch, wenn wir dazu nehmen, dass circa in der Mitte der Serie die Schieferreihe eines von den übrigen ganz abweichenden Gesteins: des grünen Porphyritoids steht. Dieses mittlere Glied, welches aus einem amphibol- oder pyroxenhältigen (oder beide enthaltenden) Porphyritoid abstammt, wird an beiden Seiten von solchen Porphyritoiden begrenzt, die an Alkalien, insbesondere aber an  $Na_2O$  sehr reich sind.

Diese im grossen und ganzen symmetrische Lagerung können wir mit ein wenig Fantasie so erklären, dass wir als Basis eine grosse Falte annehmen, aber da mir diesbezüglich noch nicht genügend Beobachtungen zu Gebote stehen, begnüge ich mich einstweilen mit der Fixierung der Tatsachen. Soviel erwähne ich aber, dass diese angenommene Falte nur überkippt sein kann, wenn das karbonische, untertriadische und mitteltriadische Alter der am oberen und unteren Teile des Tales befindlichen Kalksteinmassen vollkommen bewiesen wird. Ich habe nämlich erwähnt, dass diese Porphyroid-Porphyrroidgruppe, ihr Lagerungsverhältnis als Basis nehmend, sich unter dem Untertriaskalk, aber über dem Mitteltriaskalk befindet.

Aber im Aufschluss des Tales gibt es auch jüngere Eruptive als diese gepressten Arten und zwar im unteren Teile des Szárdoka am Csavarós, welche die gepressten metamorphen Eruptive durchgebrochen haben und an denen sich die Wirkung der Pressung nur in kleinem Masse zeigt. Diese Oligoklasporphyrite sind wahrscheinlich (!) jünger als der Mitteltriaskalk, wenn ich die Analogie vom Vorkommen der ähnlichen Gebilde des Barátsággartens betrachte.

Hier kann auch ein interessantes geologisches Problem aufgeworfen werden, in jener Hinsicht nämlich, dass die jüngeren Oligoklasporphyritausbrüche dort stattgefunden haben, wo die alten Oligoklasporphyrite gewesen sind. Hier könnte man jene Hypothese aufstellen, dass zur Zeit des jüngeren Aufbruchs die wahrscheinlich bereits bis zu einem gewissen Masse gepressten älteren Eruptivgesteine sich noch auf ihrem ursprünglichen

Platze befanden, und erst darnach fanden die Überschiebungen statt. Die physiographischen Untersuchungen beweisen auch, dass auch nach der Bildung der jüngeren Oligoklasporphyrite Pressungen hervorrufende tektonische Bewegungen stattgefunden haben.

In der stark gepressten Serie sind die den grössten Teil des Abschnittes ausfüllenden neutralen Gesteine die wichtigsten, die, mit Ausnahme des grünen Porphyritoids, einen einander sehr ähnlichen Chemismus aufweisen. Wenn wir noch den grobporphyrischen Porphyritoid eventuell als ein gepresstes Relikt eines Amphibolporphyrits betrachten, so stammen doch die übrigen alle aus Oligoklasgesteinen. Aber auch dieser eventuelle Amphibolporphyrit zeigt sehr viele verwandtschaftliche Züge, so, dass er von den übrigen nicht scharf abgegrenzt werden kann.

Die Daten, die uns aus ihrer Physiographie zu Gebote stehen, zeigen, dass der lichtgraue Porphyritoid vom unteren Teil der Csavarósheine (2) und der Oligoklasporphyrit des unter dem Szárdokaberg befindlichen Csavarósheines (4) bestimmt Massengesteine sind. Wahrscheinlich massig ist der grüne Porphyritoid des mittleren Teiles des Savós (6). Einen Tuffursprung besitzt der graue Tuffporphyritoid der Csavarósheine (3), der dunkle Tuffporphyritoid der Szakadásheine und der den Porphyrit des Csavarósheines begleitende Oligoklasporphyrituff (5). Der grobkörnige Porphyritoid im oberen Teile des Savós ist wahrscheinlich Tuff gewesen (8), wie auch der phyllitartige Porphyritoid des obersten Teiles (9).

Bei der Berechnung der Bauschanalysen nach chemischen Methoden, resp. bei der Erläuterung der gewonnenen Werte bildet eine Schwierigkeit, dass ein Teil der Alkalien im Laufe der starken Metamorphose ganz bestimmt weggeführt wurde. Dies verursacht bei der relativen, berechneten Quantität der einzelnen Oxyde Wertverschiebungen. Über die Menge der weggeführten Alkalien orientiert uns nicht einmal der  $Al_2O_3$ -Überschuss immer genügend, denn z. B. bei OSANN'S Methode wird nach der Bindung der Alkalien der Rest der Tonerde so lange an Kalk gebunden, so lange  $CaO$  vorhanden ist. Auf Grund der Analogie des Chemismus ähnlicher, aber frischer Ge-

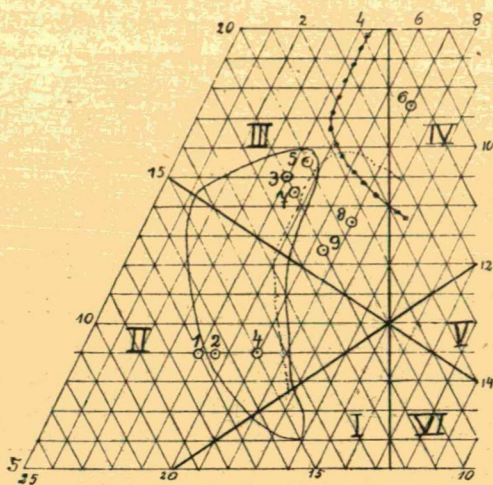
steine scheint es wahrscheinlich zu sein, dass ein Teil des  $CaO$  kein Anorthitmolekül, sondern ein femischer Mineralbestandteil gewesen ist. Trotzdem sehen wir, dass bei einem grossen Teil dieser Gesteine gar kein  $CaO$  zur Bildung der femischen Mineralienkerne ( $F$ ), oder der magmatischen femischen Mineralien gelangt. Wo solcher auch dahin gelangt, dort ist seine Quantität um vieles weniger, als wir es auf Grund der physiographischen Daten erwarten würden.

Diese und ähnliche Schwierigkeiten sind bei solchen metamorphen Gesteinen zwar natürlich, doch wir müssen damit im reinen sein, dass wir bei unseren Folgerungen wahrscheinlich kein ganz klares Bild erhalten, so z. B. auch die relative und die freie Kieselsäure betreffend. Denn der mit dem Tonerde-Überschuss unersetzbarer Alkalienverlust verursacht besonders in dieser Hinsicht Abweichungen, weil er die Quantität derselben sehr vergrössert. Ein jedes verlorene Alkalimolekül hat die Befreiung von 6 Kieselsäuremolekülen zur Folge.

Die durch die Schwierigkeiten verursachten Abweichungen sind aber doch nicht so gross, um den Überblick und die Vergleichung zu verhindern. Dies folgt nicht nur daraus, dass die Daten der Analysen den physiographischen Folgerungen im Grossen gut entsprechen, sondern auch daraus, dass ich auf die verwandten Gesteinsgruppen — mit geringer Ausnahme — sicher hinweisen konnte. Diese Abweichungen konnten also den wirklichen Chemismus der Gesteine nicht verdunkeln. /

Die Verschiedenheit resp. Zusammengehörigkeit der beschriebenen Gesteine äussert sich auf Grund der Projektionsmethoden sehr gut. Die Projektionswerte sind die folgenden:

	$a$	$c$	$f$	$si$	$\xi$	$\eta$	$\zeta$	$\vartheta_{011}$	$k$	$ck$
1. Porphyroid, Szakadás . . . . .	17	4	9	341	75	50	39	8·2	·40	·17
2. Hellgrauer Porphyritoid, Csavarós	16·5	4·5	9	243	74	51	41	6·7	·14	·21
3. „ Tuffporphyritoid „	11	4	15	230	57	43	34	6·7	·12	·28
4. Olig. porphyrit, Csavárosgraben .	15	6	9	239	69	57	45	8·2	·15	·28
5. „ „ Tuff „	10	4·5	15·5	203	54	50	40	7·1	·20	·31
6. Grüner Porphyritoid, Savós .	5·5	7	17·5	207	42	49	33	11	·18	·53
7. Dunkler „ Szakadás	11	4·5	14·5	201	58	48	38	6	·13	·27
8. Grobporph. „ Ob. Savós	9·5	7	13·5	213	56	55	40	10·6	·16	·42
9. Phyllitart. „ „ „	11	6·5	12·5	270	59	50	36	9·6	·29	·37



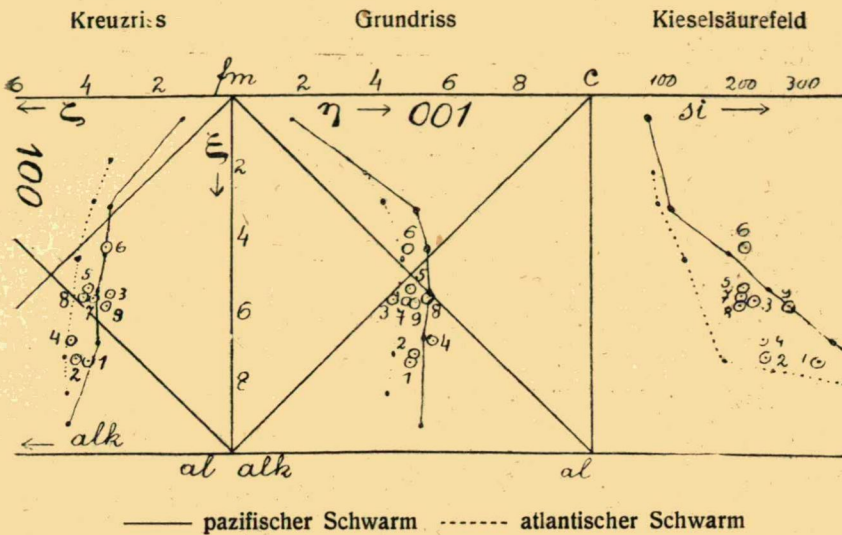
Osann'sche Dreieckprojektion.

Eine interessante Gruppierung zeigen diese Gesteine im OSANN'schen ACF Dreiecke. Der Porphyroid (1) und die massigen Porphyritoide (2, 4) stehen in der Mitte des II. Sextanten, dort, wo die Felder des Rhyoliths und des Trachyts sich berühren; die 2 letzteren fallen in das Feld der Oligoklasgesteine, der Porphyroid steht genau an deren Grenze. Die Tuffporphyritoide stehen ganz abgesondert; von diesen bekamen die 3 Oligoklasgesteine (3, 5, 7)

ihren Platz am Rande des Trachytfeldes, auf der Seite des Diorit-Andesit und Quarzdiorit-Dacit-Feldes; der grobporphyrische und der phyllitartige Porphyritoid (8, 9) befindet sich schon im Quarzdiorit-Dacitfelde. Im ganzen Grossen bilden aber diese Tuffporphyritoide eine zusammengehörige Gruppe, und zwar in der Mitte des III. Sextanten. Der grüne Porphyritoid von mittleren Teile des Savóstales endlich befindet sich am Rande des IV. Sextanten im reinen Andesitfelde. Bei den Tuffporphyritoiden kann diese Lage eventuell auf fremde Einschlüsse zurückgeführt werden, welch' fremde Einschlüsse aber infolge der hochgradigen Umwandlung und eventuell wegen ihrer aussergewöhnlichen Feinheit nicht immer wahrgenommen und abgesondert werden können, obzwar ich auf die Reinheit des zu analysierenden Materiales eine grosse Sorgfalt verwendete.

Im NIGGL'schen Konzentrationstetraëder gruppieren sich – nach der BECKESchen Würfelprojektion – die Stellen dieser Gesteine grösstenteils ebenso, wie im OSANN'schen Dreieck. Im *Kreuzriss* fällt auf Grund der Koordinaten  $\xi$  und  $\zeta$  ein jedes Gestein in das alk-al-fm Dreieck, alle sind von der Feldspatlinie





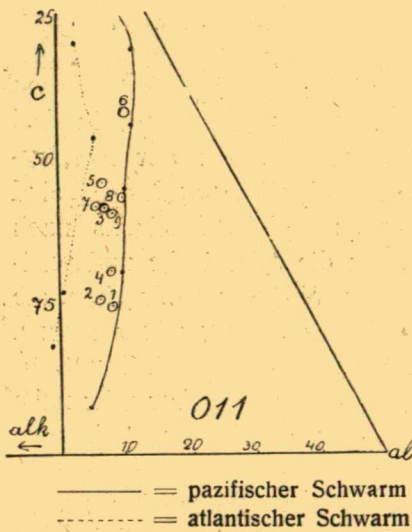
— pazifischer Schwarm    - - - - - atlantischer Schwarm  
**Würfelprojektion des Konzentrationstetraeder, nach Niggli—Becke.**

links gelagert und zwar im grossen und ganzen in drei Gruppen. Die Mitglieder der einen Gruppe: der Porphyroid (1), die zwei massigen Porphyritoide (2, 4) sind von der Mittellinie des erwähnten alk-al-fm Dreiecks nach links verschoben; sie fallen zwischen die atlantische und pacifische Sippe, so aber, dass der Porphyroid dem pacifischen, die zwei Oligoklasgesteine dem atlantischen Strang näher stehen. In der zweiten Gruppe sind die Tuffporphyritoide (3, 5, 7, 8, 9) dicht neben einander, rechts von der Mittellinie, aber sehr nahe zu derselben, gelagert; sie stehen dem pacifischen Schwarm näher, ja es wurde sogar der erste (3) und der letzte (9) Aussenseiter. Der grüne Porphyritoid von Savós endlich fällt, in einer ziemlichen Entfernung von diesen, genau in den Schwarm der pazifischen Gesteine und zwar in die dioritischen Gesteine nahe zum Amphibolpunkt.

Im *Grundriß* sehen wir eine ähnliche Gruppierung; nur als Aussenseiter zeigen sich hier der Oligoklasporphyrit vom Csavarósgraben (4) und der grobporphyrische Porphyritoid vom Oberlaufe des Savósteles (8) und zwar an der Seite des pazifischen und der Tuffporphyritoid von der Csavarósberglehne (3) an der Seite des atlantischen Schwarmes. Übrigens lagert sich die zweite Gruppe beinahe genau in der Mitte von 001.

Im *Kieselsäurefeld* erhalten wir ein etwas verschiedenes Bild, weil der Porphyroid infolge seines grossen Kieselsäuregehaltes in eine ziemliche Entfernung von der ersten Gruppe fällt, und zwar genau in die Mitte zwischen den atlantischen und den pazifischen Strang. Der grösste Teil der zweiten Gruppe befindet sich im Syenitfeld, nur der im obersten Teil des Savós vorkommende phyllitartige Porphyritoid zog sich beinahe bis zum Granodioritfeld, aber an der Aussenseite. Der grüne Porphyritoid bewahrt auch hier seinen separaten Platz, er wurde gleichfalls ein Aussenseiter. Er steht zum Quarzdioritfeld am nächsten.

Auf der *011* Fläche der Dodekaëderprojektion sind die erwähnten drei Gruppen ebenfalls vorhanden, und interessant ist, dass aus der ersten Gruppe nur der Porphyritoid der Csavarósléne (2), aus der zweiten Gruppe aber nur der dunkle Tuffporphyritoid der Szakadásléne (7) und der Oligoklasporphyrituff (5) des Csavarósggrabens vom pazifischen Schwarm gegen den atlantischen etwas stärker verschoben ist, so, dass sie sich in der Mitte zwischen beiden befinden. Die übrigen sind in der Nähe des pazifischen Stranges, aber alle sind ein wenig links davon,



**Dodekaëderprojektion  
 nach Becke-Niggli.**

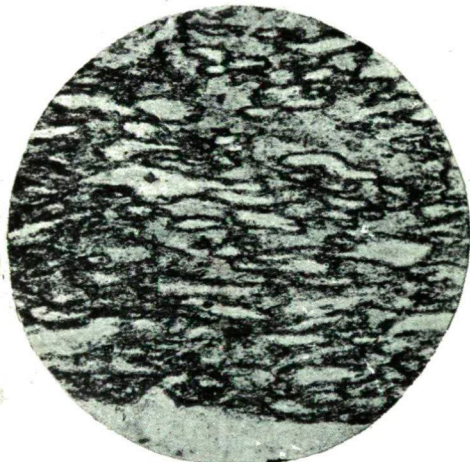
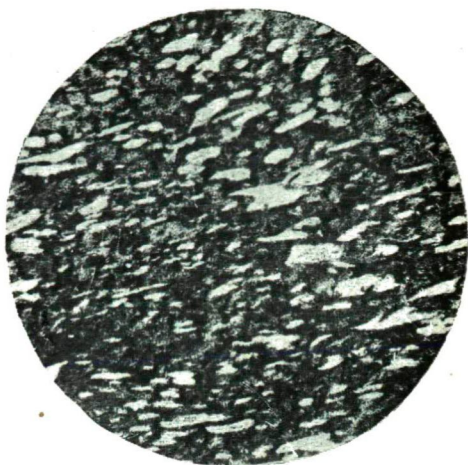
Der Platz der zweiten Gruppe befindet sich zwischen dem Syenit und dem Granodiorit; der grüne Porphyritoid steht zum Quarzdiorit am nächsten.

Die charakteristische Eigenschaft des grösseren Teiles dieser Gesteine ist das gegenseitige Verhältnis der feldspatbildenden Elemente. Man bekommt daher ein gut entsprechendes Bild, wenn man die Molekularverhältnisse der zur Feldspatbil-

den Csavarósléne (2), aus der zweiten Gruppe aber nur der dunkle Tuffporphyritoid der Szakadásléne (7) und der Oligoklasporphyrituff (5) des Csavarósggrabens vom pazifischen Schwarm gegen den atlantischen etwas stärker verschoben ist, so, dass sie sich in der Mitte zwischen beiden befinden. Die übrigen sind in der Nähe des pazifischen Stranges, aber alle sind ein wenig links davon, ausgenommen den grobporphyrischen Porphyritoid, der genau in die Linie der pazifischen Gesteine fällt. Der

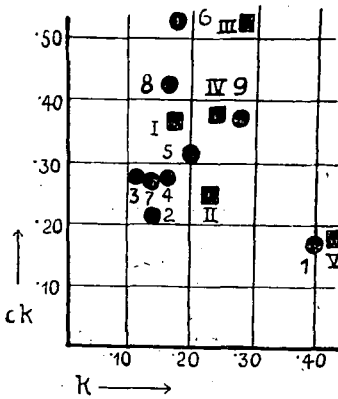


S. v. Szentpétery: Eruptivserie im Savóstate.





dung nötigen  $CaO$ - und Alkalien-Molekülen als Projektionswerte verwendet. Zur Projektion dient also der NIGGLISCHE  $k$  Wert  $\left(\frac{K_2O}{(KNa)_2O}\right)$  als Abscisse, als Ordinate aber habe ich den Molekularwert:  $ck \left(\frac{CaO}{CaO + Ak}\right)$  ausgerechnet.



$k$ - $ck$ -Diagramm

Auf Grund dieser Werte erscheinen die Natronporphyritoide (2, 3, 4, 5, 7) in einem rechtwinkligen Diagramm, der verschiedenen Zusammensetzung der beschriebenen Gesteine entsprechend, von den anderen Porphyritoiden (6, 8, 9) und vom Porphyroid separiert. Die Natronporphyritoide stehen zum Typus des Oligoklasit (I)- und Trondhjemitmagmas (II) am nächsten. Unter den anderen Porphyritoiden fällt der grüne Porphyritoid (6) in die Nähe des normalen Diorit (III)-, der grobporphyrische (8) aber am nächsten des Oligoklasit (I)-, der phyllitartige (9) schliesslich neben den Quarzdiorit (IV)- Magmatypus. Zu den Gesteinen der Kalireihe ist der Porphyroid (1) am nächsten, er steht an der Grenze der Kali-Natronreihe und fällt mit dem Typus des Tasnagranitmagmas (V) beinahe zusammen.

Diese Projektionsmethode entspricht also der Natur dieser Gesteine ganz gut und macht auch die Verwandtschaft mit den grossen Gesteinsfamilien anschaulich. Eine OSANN'sche  $KNaCa$  Dreieckprojektion gibt keine solche gute Übersicht, obwohl die Serie der Natronporphyritoide auch hier einheitlich ist:

Diese Projektionsmethode entspricht also der Natur dieser Gesteine ganz gut und macht auch die Verwandtschaft mit den grossen Gesteinsfamilien anschaulich. Eine OSANN'sche  $KNaCa$  Dreieckprojektion gibt keine solche gute Übersicht, obwohl die Serie der Natronporphyritoide auch hier einheitlich ist:

Szeged, Jänner 1929.

### Erklärung der III. Tafel.

1. Oligoklasporphyrit, Csavarósraben. Fluidale Struktur. Vergr. 16-fach. Mit 1 Nic.
2. Porphyroid, Szakadásberglehne. Tuffstruktur, in der Schieferungsebene. Vergr. 62-fach. Mit 1 Nic.

3. Derselbe. Schiefer Durchschnit eines gepressten Bimssteinstücks, senkrecht zur Schieferung. Vergr. 92-fach. 1 Nic.
4. Grüner Porphyritoid, Savóstal. Glimmerisierende Feldspate, in der Schieferungsebene. Vergr. 62-fach. + Nic.
5. Grobporphyrischer Porphyritoid, Oberes Savóstal. Glimmerisierender zerdrückter Feldspat und schwammartig umkristallisierende Grundmasse, in der Schieferungsebene. Vergr. 16-fach. + Nic.
6. Derselbe. Zerdrückter Feldspat und in Feldspathineingepresste Amphibolpseudomorphosen, schief zur Schieferung. Vergr. 12-fach. + Nic.

---

Mitteilung aus dem

Mineralogisch-Geologischen Institut der Universität Szeged.

Direktor: Prof. S. v. SZENTPÉTERY.

---

## Der Etnausbruch im Jahre 1928 und sein Gestein.

von vitéz Dr. E. LENGYEL.

(mit 1 Tafel und 1 Textfigur.)

Durch die Untersützungen seiner Excellenz, des Herrn Kultus- und Unterrichtsministers, ferner unserer Universität, sowie auch des Vereins der Freunde unserer Universität, kam ich in die angenehme Lage, dass ich zum Studium des im November 1928 stattgefundenen katastrophalen Etnausbruchs und zur Beobachtung seiner noch anfangs Dezember anhaltenden, zwar nicht mehr so grosszügigen vulkanischen Tätigkeit, auf vier Wochen nach Italien reisen konnte. Es sei mir erlaubt; auch hier meinen innigsten Dank für diese Unterstützungen auszusprechen.

Mein Zweck war das Kennenlernen der tatsächlichen Vorgänge des Vulkanismus und der vor unseren Augen stattfindenden Bildung der Gesteine, auf Grund der Beobachtung noch ganz frischer Produkte des Ausbruchs, und seiner noch ganz intensiven postvulkanischen Tätigkeit. Für den Petrographen ist das unmittelbare Erkennen dieser Vorgänge eine unerlässliche Notwendigkeit, ohne deren Kenntnis er im Reiche der toten Gesteine kaum eine sichere Schlussfolgerung ziehen, und sich im räumlichen und zeitlichen Nacheinander der petrogenetischen