

ZUR KENNNTNIS DER KRISTALLINISCHEN SCHIEFER DER HIDEG-SZAMOS.

Von Dr. JULIUS v. SZÁDECZKY.

(Mit Tafel IV.)

Die elektrische Kraft für Kolozsvár wird aus dem Gefälle der Hideg-Szamos gewonnen. Zu diesem Zwecke wird das Flußwasser mit Hilfe eines unterhalb Olasztelep erbauten Wehres in einen, am rechten Ufer des Tales führenden Kanal geleitet und nach einem Wege von 3·5 km aus 60 m Höhe in die Turbine hinabgelassen, die in der Erweiterung des Tales oberhalb der Einmündung des Kis-Riskatales aufgestellt wurde.

Diese Anlage wird jetzt in der Weise erweitert, daß das bei Tag, während der geringeren Inanspruchnahme erübrigende Wasserquantum von Olasztelep durch einen 400 m langen Tunnel in das benachbarte Riskatal geleitet werden wird, woselbst zum Aufspeichern des Wassers, 440 m von der Mündung entfernt, eine 26·5 m hohe Talsperre errichtet

wird. Das so aufgefangene Wasserquantum der Szamos und der Riska beabsichtigt man zur Zeit des intensiveren Elektrizitätskonsums durch denselben Kanal zu den erweiterten neuen Turbinen zu leiten.

Auf Ansuchen des Magistrats von Kolozsvár nahm ich im Jahre 1905 bei dem Bau des Kanals an einer kommissionellen Exmission teil und hatte damals Gelegenheit die kristallinen Schiefer, welche durch den meist in offenen Einschnitten und durch 6 kleinere Tunneln führenden Kanal aufgeschlossen werden, auch in der Natur kennen zu lernen. Während einer anderen kommissionellen Exmission im Herbst 1907 lernte ich auch die Gesteine des in das Kis-Riskatal leitenden Tunnelns und der mit dem Bau der Talsperre verbundenen Aufschlüsse kennen.

Die behufs Untersuchungen im Laboratorium gesammelte Gesteinssuite war Herr Ingenieur Sajó so freundlich mit 50, längs dem Kanal gesammelten Handstücken zu vervollständigen, die Fundstelle der einzelnen Handstücke ist in Metern genau angegeben. Meine Sammlung der Gesteine des Tunnelns aber bereicherte der städtische Ingenieur Herr BENYÓ mit einer Gesteinsserie. Auf diese Art gelangte ich in den Besitz einer reichen Suite von kristallinen Schiefen jenes Abschnittes des Hideg-Szamostales, welcher auf der in der Ausgabe der kgl. ungar. Geologischen Anstalt im Jahre 1907 erschienenen Karte «Magura» mit der Farbe der mittleren Gruppe der kristallinen Schiefer bezeichnet ist. Das obere Ende dieses Komplexes beginnt in ca 10 km Entfernung vom östlichen Ende des Granitmassivs Magura-Marisel. Die untere Gruppe der kristallinen Schiefer aber fängt nach der erwähnten Karte¹ in ca 4 km östlicher Entfernung von der Mündung der Kis-Riska an.

Nachdem über die kristallinen Schiefer des Hideg-Szamostales und auch der übrigen Teile des Gyaluer Hochgebirges noch keine eingehendere petrographische Beschreibung erschienen ist, bot sich das Studium der erwähnten reichen Gesteinssuite als eine äußerst dankbare Aufgabe dar.

¹ Magura, Zone 19, Kol. XXVIII. Geologisch aufgenommen von Dr. MORITZ v. PÁLFY, kgl. ungar. Sektionsgeologen 1896—1898 u. Dr. GEORG PRIMICS, kgl. ungar. Hilfsgeologen 1889.

In den auf dieselbe sich beziehenden «Erläuterungen» von Dr. MORITZ v. PÁLFY (Budapest 1907) wurde auf Seite 24—26 die wichtigere Literatur des in Rede stehenden Gebietes zusammengestellt, bezw. betrifft der vor 1863 erschienenen Literatur auf HAUER und STACHES: Geologie Siebenbürgens verwiesen.

Diesen füge ich noch meine Abhandlung: «Beiträge zur Mineralienkenntnis Siebenbürgens» bei. Revue über den Inhalt des «Értesítő», Bd. XX, Kolozsvár 1898, p. 102, in welcher ich aus dem zwischen Bethlenfelsen und Olasztelep gelegenen Abschnitt des Hideg-Szamostales in einem Pegmatit bereits *Albit* nachgewiesen habe. Dieses in den kristallinen Schiefen dieser Gegend eine bedeutendere Rolle spielende Mineral wird in der bisherigen Literatur sonst nirgends erwähnt.

Was den tektonischen Aufbau dieses Abschnittes des Hideg-Szamostales anbelangt, soll erwähnt werden, daß die Schichten im oberen Teile des Kanals vorherrschend nach NNO einfallen, und zwar nach meinen von oben nach unten aufeinander folgenden Daten unter den Winkeln 50° , 42° , 45° , 25° , 40° , 26° , 14° , 24° ; nur bei dem 90-sten Meter wurde ein WNW-liches Einfallen mit 30° beobachtet. Die Richtung dieses Abschnittes des Hideg-Szamostales ist im großen ganzen eine NO-liche, in 900 m Entfernung macht das Tal eine stärkere Wendung nach O und bald darauf gegen N. Im letzten Teile dieser Wendung, bei dem 1000-sten Meter findet sich ein Einfallen nach ONO mit 42° , am Ende des 6-ten Tunnels bei dem 2557-ten Meter fallen die Schichten nach OONO, bei dem 3500-ten Meter aber nach NO mit 52° ein. Unterhalb der elektrischen Anlage können in dem am linken Ufer der Szamos liegenden Steinbrüche ziemlich variierende, aus der N-lichen bald in O-liche, bald in W-liche überschlagende flache Einfallrichtungen von ca 11° beobachtet werden.

Im oberen Abschnitte des Tunnels wurde von dem leitenden Ingenieur Herrn PAUL PLÓSZ in ca 50 m Entfernung ein Einfallen 71° NNW gemessen, am unteren Ende des Tunnels (ca 360 m) beobachtete ich ein Einfallen von 80° W. In dem Riskatal konnte ein bei den Fundamentierungsarbeiten der Talsperre wechselndes, jedoch vorherrschend gegen W oder WNW gerichtetes Einfallen zwischen 10 — 80° , meist bei 45° , beobachtet werden. Längs dem Kanale herrscht also ober der elektrischen Anlage ein Streichen von NW—SO und ein Einfallen nach NO vor. Hauptsächlich am östlichen Ende des Tunnels gelangte jedoch ein N—S-liches Streichen und nach W gerichtetes Einfallen zur Herrschaft. In scharfem Gegensatz hierzu steht das flache, vorherrschend nach N gerichtete Einfallen der Umgebung der in der Nähe des Tunnels, N-lich davon in einem Steinbrüche aufgeschlossenen Gneiseinlagerung.

Die Faltung der Schichten kann auch in der Natur an mehreren Punkten schön beobachtet werden, sogar auch in einzelnen Handstücken können wir kleinere Faltungen bemerken.

Die kristallinen Schiefer dieses Abschnitts sind besonders im oberen Teile des Kanals ziemlich frisch, obwohl Querklüfte, von reichlichem, durch die Zersetzung des Biotit entstandenem Limonit, in geringerer Menge auch von Karbonaten erfüllt, auch in den frischesten Gesteinen kaum fehlen. Die kristallinen Schiefer des unteren Kanalabschnittes, insbesondere aber die dünn-schichtigen Gesteine des Tunnels sind jedoch stark zerklüftet und werden von sekundären Produkten (Limonit, Karbonate, Steatit, Ton) durchdrungen.

Unmittelbar ober der Talsperre kann eine das Riskatal verquerendere bedeutendere Bruchfläche konstatiert werden, längs welcher an der

linksseitigen Lehne ergiebige Quellen auftreten; an der rechten Seite konnte das anstehende Gestein nicht einmal mit einem Schurfstollen erreicht werden. Übrigens verursachten an mehreren Stellen des Tunnels unbedeutendere Bruchflächen und an diesen sich einstellende Wassereinbrüche Schwierigkeiten und aus diesem Grunde wurde von der Kommission die Verkleidung des Tunnels mit Eisenbeton beschlossen.

Allgemeiner Charakter der kristallinen Schiefer.

Die Gesteine erweisen sich, wenn wir von einigen pegmatitischen linsenförmigen Einlagerungen absehen,¹ als feinkörnige Schiefer, in denen die 1 mm großen Kristalle bereits meist die Rolle porphyrischer Gemengteile spielen. In den Gesteinen des oberen, größeren Teiles des Kanals von 0—1900 m spielt der Feldspat eine derartige Rolle, daß die Gesteine als feinkörnige Gneise bezeichnet werden müssen, nur in den Abschnitten von 90—150 m und von 850—960 m tritt der Feldspat im Vergleiche zum Glimmer und Quarz so stark zurück, daß die Gesteine die Bezeichnung Glimmerschiefer verdienen.

Vom 1900-ten Meter angefangen gelangen aber die an Feldspat sehr armen kristallinen Schiefer zur Herrschaft, deren Gemengteile gleichfalls eine geringere Korngröße besitzen und nur stellenweise kommen inzwischen grobkörnigere und feldspatreichere Gneise vor. In 3000 m Entfernung finden sich im Kanal seidenschimmernde, chloritführende und kleine Granatkörner aufweisende blätterige Schiefer vor, die mit jenen Schiefen, die man der oberen Gruppe einzuverleiben pflegt, eine große Ähnlichkeit besitzen.²

Von da an treten längs dem Kanale, sowie in dem in das Riskatal führenden Tunnel dicht geschichtete, örtlich chloritführende, minder gut umkristallisierte oder nachträglich stark zersetzte, meist zerklüftete, stellenweise steatitische, zertrümmerte Phyllite auf. Hie und da kommen aber auch in diesen feinkörnige, vorherrschend aus Feldspat bestehende, oft Turmalin und auch etwas Pyrit führende Einlagerungen vor. Solche

¹ In 1450 m Entfernung vom oberen Kanale findet sich ein aus schwarzem Glimmer und aus bis 5 cm Größe erreichenden Feldspat- und Quarzkristallen zusammengesetzter Pegmatit vor, in welchem der Muskovit nur unter dem Mikroskop zum Vorschein kommt. Ein ähnlich grobkörniger, aber Muskovit und Mikroklin führender Pegmatit ist auch im Kis-Riskatal, unterhalb der Tal-sperre im rechtsseitigen Steinbruche aufgeschlossen.

² Es ist zu erwähnen, daß mir besser umkristallisierte, granatführende Schiefer in untergeordneter Menge unterhalb der elektrischen Anlage, an der linken Seite der Talenge, ferner auch noch aus dem oberen, dem Granitmassiv näher liegenden Abschnitte der Hideg-Szamos, aus der Umgebung des Bethlenfelsens bekannt geworden sind.

Schiefer konnte ich in dem Tunnel bei 80, 200 und 380 m, ferner auch in dem Riskatale in der durch die Fundamentierungsarbeiten der Tal-sperre an der linken Seite aufgeschlossenen Wand beobachten.

Diese den Vertretern der oberen kristallinen Schiefergruppe ähnlichen, glimmerschieferartigen Gesteine sind bedeutend feinkörniger, minder gut umkristallisiert, besser zersetzt und intensiver zertrümmert als die vorhergehenden Gesteine.

Die kristallinen Schiefer, die längs den Gebäuden der elektrischen Anlage auftreten, führen überwiegend einen dunklen Glimmer, Biotit, bzw. vielleicht Lepidomelan. Dabei kommt aber untergeordnet in der Regel auch Muskovit vor. Der Muskovit gelangt nur ausnahmsweise zur Herrschaft und wird nur äußerst selten zum alleinigen Glimmer. Zwischen den Feldspaten überwiegt oft der *Albit*, stellenweise der *Mikroclin*. Die Vergesellschaftung der Gemengteile: Quarz, Glimmer und Feldspat ist im unteren Abschnitte vorherrschend eine derartige, daß sich die einzelnen Schichten aus einem und demselben Mineral zusammensetzen und in denselben ein anderes Mineral nur untergeordnet auftritt. Im oberen Gneisgebiete dagegen vermengen sich die verschiedenen Gemengteile in der Regel innig und gleichmäßig, wellenförmig ineinander verwoben, ohne aber dabei eine richtungslose granitische Struktur zu resultieren.

Statt der eingehenden Beschreibung der gesamten Gesteine, will ich mich an dieser Stelle nur auf die Beschreibung einiger charakteristischerer Varietäten beschränken, die geeignet erscheinen, die mannigfache Ausbildung der kristallinen Schiefer und ihre Genesis zu beleuchten.

Der Biotitgneis des Steinbruches unter der elektrischen Anlage.

Während des Baues der elektrischen Anlage wurde im unteren Teile der Talausweitung ein Steinbruch eröffnet, durch welchen der zu beschreibende Gneis in ca 9 m Höhe aufgeschlossen wurde. Im Südteile des Steinbruches kann es gut beobachtet werden, daß der feinkörnige dichte Gneis von drei 1—2 dm mächtigen Pegmatitadern durchsetzt wird. Diese Pegmatitadern weisen keine gleichmäßige Mächtigkeit auf, sondern sind an mehreren Stellen abgerundet und kneten die umschlossene Gneissubstanz in sich ein. Die Intrusion ist im großen ganzen längs den Schichtflächen erfolgt und es bildeten sich daher Lagergänge. Im Nordteile des Steinbruches, woher das zu beschreibende Gestein stammt, wird der Gneiskörper statt den vorher erwähnten von zahlreichen dünnen weißen Adern durchschwärmt.

Der Gneis des Steinbruches ist größtenteils ein gleichmäßig kristallinisches, aus ca 1 mm großen frischen Kristallindividuen bestehendes, graues, gut geschichtetes Gestein, in welchem die schmalen Schichten von dunklem Glimmer und Feldspat in ziemlich regelmäßigen Lagen miteinander abwechseln, örtlich aber scheinen diese Mineralien gleichmäßig verwoben zu sein. (S. Taf. IV, Fig. 1 und 2). Es finden sich darin jedoch auch einzelne, nahezu rein aus Feldspat und etwas Quarz bestehende, grau oder blaßrosa gefärbte, im Verhältnis zu dem umschließenden Nebengesteine weit azidere Lagen vor, die sich stellenweise lentikulär erweitern und den Stempel der Injektion an sich tragen. — Mit freiem Auge betrachtet, kann in dem Gneis außer dem glänzenden dunklen Glimmer kein anderer Glimmer erkannt werden, daher gebührt ihm mit vollem Recht die Bezeichnung *Biotitgneis*;¹ u. d. M. finden sich jedoch auch noch sehr spärlicher *Muskovit*, ferner *Apatit*körner, in sehr untergeordneter Menge Sphen, Epidot und Zirkon, als sekundäre Produkte Chlorit und Karbonate vor.

Die auf Injektion zurückzuführende Mannigfaltigkeit — die mit freiem Auge bereits beim ersten Anblick auffällt — macht sich im Laufe der mikroskopischen Untersuchung in gesteigertem Maße bemerkbar. Von verschiedenen Stellen ein und desselben Handstückes verfertigte Schliffe können ganz neue Minerale enthalten; in dem gleichmäßigen, grauen Teile kommt örtlich mehr Epidot und Sphen vor, welche Mineralien andernorts kaum oder überhaupt nicht beobachtet werden können. Betrachten wir nun die Gemengteile im einzelnen.

In dem gleichmäßig ausgebildeten dichten, grauen Teile des Gneises erreichen nur die größten Körner des *Feldspats* die Korngröße von 1 mm, meist bleibt seine Korngröße unter 0.5 mm und kann im Mittel mit 0.2 mm angesetzt werden; die Körner aggregieren sich unregelmäßig entweder mit einander oder mit Quarz, oder aber umschließen sie sehr kleine eiförmige Quarzkörnchen. Örtlich überwiegt der Feldspat, an anderen Stellen der Quarz.

Da die kleinen Feldspatkörner nur selten verzwillingt sind, sehr oft sogar auch keine Spaltrisse aufweisen, kann ihre Vergesellschaftung mit Quarz sehr gut zu ihrer Bestimmung nach der BECKESchen, auf der Verschiedenheit der Lichtbrechungen beruhenden Bestimmungsmethode verwertet werden,

Es muß hier auch der SZABÓschen, auf Flammenreaktionen beruhenden Feldspatbestimmungsmethode² gedacht werden. Wenn man die

¹ Der dunkle Glimmer ist nur an der Oberfläche oder längs der einzelnen Klüfte chloritisiert, wo auch die Feldspate ihren frischen Habitus einbüßen.

² Dr. JOSEPH v. SZABÓ: Über eine neue Methode die Feldspate auch in Gesteinen zu bestimmen. Budapest 1876.

Vervollkommnung der Feldspatbestimmungsmethoden bedenkt, welche diese seit der Aufstellung der Flammenreaktion erlangt haben, wer die vielseitigen und oft sehr präzisen Bestimmungen ermöglichenden optischen Methoden kennt, ist leicht geneigt die SZABÓsche Methode, welche auch seinerzeit nicht nach Verdienst gewürdigt wurde, als heute bereits vollständig veraltet zu betrachten. Jene aber, welche die Methode auch in der Praxis kennen lernten und sie benützen, konnten sich in zahlreichen Fällen davon überzeugen, daß sich diese Methode, da sie uns über die chemische Zusammensetzung am raschesten Aufklärung verschafft, in zahlreichen Fällen in Gemeinschaft mit den übrigen Feldspatbestimmungsmethoden sehr gut anwenden läßt und in so manchem Falle aushilft, wenn wir uns im Labyrinth der übrigen optischen Methoden schwer zurechtfinden können.

Auch im Gneis des in Rede stehenden Steinbruches, der sich übrigens infolge der überwiegend geringen Korngröße der Feldspate nicht eben zur Bestimmung nach der SZABÓschen Methode eignet, können wir uns sehr rasch und sicher von der wichtigen Rolle der Kalifeldspate überzeugen, von welcher Rolle wir auf Grund der auf orientierte Schnitte bezüglichen optischen Bestimmungen nicht immer eine derart sichere Kenntnis erlangen. In diesen Gesteinen nämlich weisen die optischen «Konstanten» kein solches Verhalten auf, wie es nach ihren Namen zu erwarten wäre: Der Achsenwinkel des Orthoklas ändert sich derart, daß sich die Bisektrix $n_p(\alpha)$ nicht immer im spitzen Achsenwinkel befindet; die dazwischen eingezwängten Mikroklinpartien weisen wieder solche veränderliche Achsenbilder auf, daß wir auf Grund derselben kaum ein klares Bild über die Feldspate gewinnen können.

Wenn ich dabei auch den didaktischen Wert der SZABÓschen Feldspatbestimmungen bedenke und sehe, in welch hohem Maße sie, insbesondere bei den mit Chemie sich nicht eingehender befassenden jungen Mineralogen, auch zur richtigen Beurteilung der chemischen Zusammensetzung der Feldspate beiträgt, wenn ich sehe, wie leicht sie sich diese Methode aneignen und mit welchem gutem Erfolge sie sich derselben bedienen, so bemächtigt sich meiner das wohlthuende Gefühl, dem ich hier in der SZABÓ-Festschrift an geeignetster Stelle Ausdruck verleihen kann, daß sich der Wert der SZABÓschen Feldspatbestimmung noch lange behaupten wird.

Auf Grund der Flammenreaktionen ist in dem Gesteine vorherrschend Kalifeldspat zugegen. U. d. M. erweist sich der Feldspat nur teilweise als *Orthoklas*, teils als *Mikroklin*. In den rosafarbigem Feldspatinjektionen kommen 2 mm große und noch größere Kalifeldspatkristalle vor, in denen der optisch negative Orthoklas örtlich mit Mikroklin Verwachsungen eingeht. Außer den großen Kristallen finden sich noch

kleine eingezwängte Mikroklinindividuen, die Produkte einer nachträglichen Kristallisation zu sein scheinen. In diesen Feldspaten sind stellenweise stark gestreckte schnurartig angeordnete Porenreihen zu beobachten in der Richtung von zwei Flächen, die mit der vollkommenen Spaltbarkeit zusammenfallen und den Eindruck machen, als ob sie ursprünglich Flüssigkeitseinschlüsse gewesen und die Poren nach der Entfernung der Flüssigkeit zurückgeblieben wären. Ferner finden sich noch als Einschlüsse außer winzigen Quarzkörnchen Täfelchen und Schuppen von Biotit. Stellenweise nimmt die Serizitisierung oder die Kaolinisierung ihren Anfang.

Die Natronkalkfeldspate weisen ebenfalls meist geringere Lichtbrechungen als der Quarz auf. Selten besitzen sie gleiches Berechnungsvermögen mit dem Quarz oder aber ist ϵ (Quarz) $>$ n_p (a_1 Feldspat). Auch auf Grund der Auslöschungsschiefen der orientierten Schnitte scheint zwischen den Natronkalkfeldspaten der Andesin-Oligoklas ($Ab_2 An_1$) und der Oligoklas-Andesin ($Ab_3 An_1$) vorzuherrschen, zwischen den frischen Plagioklasindividuen finden sich seltener auch das Verhalten von Andesin ($Ab_3 An_2$) aufweisende Individuen. Einige der Feldspate bilden auch repetierende Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz, demzufolge sie eine an Mikroklin erinnernde Gitterstruktur aufweisen.

In dem Andesin-Oligoklas lassen sich selten kleine, rundliche myrmekitische Quarzstengel beobachten. In einem Albit-Oligoklasindividuum konnte ich einen gelben Flüssigkeitseinschluß und schmale Nadeln von Epidot (?), die sich mit ihrer Längsachse parallel den Flächen (001) und (010) des Feldspats anordnen, nachweisen.

Es soll noch eines eigentümlichen Verheilungsvorganges gedacht werden, den ich längs eines schmalen, den Quarz und Feldspat durchsetzenden Sprunges beobachtete. Die Ausfüllungsmasse dieses Sprunges ist im Quarz überall Kalzit, ein Zeichen dessen, daß bei der Verheilung eine Kalklösung die Rolle spielte. In den im Feldspat aufsetzenden Teilen dagegen tritt nicht Kalzit, sondern eine mit den primären Feldspaten gleichzeitig auslöschende Feldspatsubstanz auf, die sich als frisch, rein und homogen erweist, während in dem primären unreinen Feldspate als Umwandlungsprodukte Kalzit und Serizit reichlich zugegen sind.

Die Körner und eckig begrenzten Individuen von Quarz bilden im Gesteine Aggregate von 1 mm, ja auch von bedeutenderer Korngröße. Die kleineren Körner sind ungestörter, während die größeren oft undulatorische Auslöschungen aufweisen. Gelbe Flüssigkeitseinschlüsse mit sich lebhaft bewegenden Libellen können in schnurartiger Anordnung reichlich beobachtet werden.

Die grünlichbraunen, in der Richtung der Schieferung gestreckten

Lamellen von *Biotit* bilden in den glimmerreichen Lagen meist über 1 mm lange Individuen, an anderen Stellen sind sie in der Regel kürzer. Ihr Pleochroismus erweist sich in der Richtung der vollkommenen Spaltbarkeit als grünlichbraun, senkrecht dazu aber als hellgelblichgrün. Gelbe winzige Flüssigkeitseinschlüsse und Luftporen kommen auch im *Biotit* vor. Durch Verwitterung ist der *Biotit* in Umwandlung zu *Chlorit* begriffen. Aller Wahrscheinlichkeit nach neigt der Glimmer des Gneises zu *Lepidomelan*, da sich durch Behandlung mit Salzsäure aus dem Gesteinspulver Eisen extrahieren läßt.

Muskovit kommt in sehr geringer Menge in den feldspatreichen, azideren Injektionspartien vor; die kleinen Muskovitschuppen erreichen nur ausnahmsweise eine Korngröße von 0·3 mm und haben sich vor dem dunklen Glimmer ausgeschieden.

Der *Apatit* ist ein konstanter auftretender Gemengteil des Gneises. Er weist hie und da weintraubenkernförmige Konturen auf, meist aber bildet er unregelmäßig begrenzte 0·08—0·16 mm große Körner, die in der Regel am *Biotit* haften oder in den *Biotit* eingeschlossen sind.

In unregelmäßiger Verteilung und geringer Menge kommen in den dunkleren Partien des Gesteines oft titanhaltiger, Hämatitsäume besitzender *Magnetit* und *Ilmenit* vor. Manchmal treten sie als Einschlüsse im *Biotit* auf, in anderen Fällen haften bis 0·5 mm große tafelige Kristalle von *Ilmenit* dem *Biotit* an.

Sehr wenige, rote *Hämatit*schuppen kommen, obwohl in minimaler Menge, auch selbständig vor. -

Der *Epidot* ist ein ungemein unregelmäßig verteilter Gemengteil des Gneises. In mehreren Schlifften fehlt er gänzlich, in anderen dagegen bilden seine hell gelblichgrünen, bis 2 mm langen, schlanken Säulen oder aber seine fragmentartig abgerundeten Körner auch größere Gruppen. Er weist einen sehr schwachen Pleochroismus auf: n_g = grünlichgelb, n_m = heller grünlichgelb, n_p = hell gelblichgrün. Er besitzt einen großen Achsenwinkel und optisch (+) Charakter, seine Eigenschaften verweisen am besten auf *Klinozoisit*.

Der *Sphen* ist ebenfalls in sehr geringer Menge zugegen und findet sich in, dem *Epidot* gegenüber eine tiefere Färbung aufweisenden, hell grünlichbräunlichgrauen, meist 1 mm Korngröße nicht erreichenden Körnern vor. In den *Epidot*partien ist er ziemlich regelmäßig verbreitet; an anderen Stellen begleitet er den *Biotit*.

Von den Zersetzungsprodukten kann etwas *Kalzit*, *Chlorit* und *Kaolin* erwähnt werden.

Die Assoziation dieser Gemengteile weist eine wohl ausgebildete schieferige Textur und ein granoblastisches Gefüge auf. Die einzelnen Individuen sind nur selten idioblastisch, meist unvollkommen

ausgebildet d. h. xenoblastisch. Hie und da kommen auch, ganz unregelmäßig verteilt, größere porphyroblastische Individuen vor.

Unter den mikroskopischen Eigenschaften weisen außer der granoblastischen Struktur hauptsächlich die in den Feldspaten hie und da auftretenden winzigen eiförmigen Quarzeinschlüsse auf den sedimentären Ursprung des Gesteines hin; die myrmekitischen Bildungen — die in den Gesteinen der Eruptivgänge des Vlegyászagebirges in sehr schöner Ausbildung anzutreffen sind — beweisen eher den eruptiven Ursprung.

Um die chemische Konstitution kennen zu lernen, ließ ich an der chemischen Versuchsstation Kolozsvár durch Prof. Dr. ALBERT RUZITSKA eine homogene, keine dickeren Feldspatinjektionen führende graue Partie chemisch untersuchen.

Die gewonnenen analytischen Daten sind in der folgenden Tabelle mit jenen Umrechnungen zusammengestellt, die der Institutsdemonstrator SIMON PAPP, nach der von GRUBENMANN bei den kristallinen Schiefen angewandten Berechnungsmethode der OSANNSCHEN KONSTANTEN, berechnete, um die analytischen Daten mit den auf die einzelnen Gruppen der kristallinen Schiefer berechneten Mittelwerten vergleichen zu können. Zum Vergleiche der analytischen Daten mit der Zusammensetzung der Eruptivgesteine wurden auch die OSANNSCHEN KONSTANTEN berechnet, ferner auch ihr Ort in der klassifikatorischen Einteilung der amerikanischen Petrographen bestimmt.

	Original-analyse	Reduktion	Umrechnung auf 100	Molekularproportionen	Molekularprozente
<i>SiO₂</i>	67·37	67·37	68·10	1·1350	75·10
<i>Al₂O₃</i>	17·02	17·02	17·20	0·1686	11·16
<i>FeO</i>	1·91	3·40	3·44	0·0478	3·16
<i>Fe₂O₃</i>	1·66	—	—	—	—
<i>CaO</i>	1·80	1·62	1·64	0·0293	1·94
<i>MgO</i>	0·66	0·66	0·67	0·0167	1·11
<i>K₂O</i>	5·72	5·72	5·78	0·0615	4·07
<i>Na₂O</i>	2·82	2·82	2·85	0·0460	3·04
<i>CO₂</i>	0·14	—	—	—	—
<i>CaCO₃</i>	—	0·32	0·32	0·0664	0·42
Hygr. Wasser	0·64	—	—	—	—
Chemisch gebundenes Wasser	0·37	—	—	—	—
Summe	99·51	98·93	100·00	1·5113	100·00

Gruppenwerte:	
S (SiO_2 in Molekularprozenten) =	75·50
A ($K_2O + Na_2O$) =	7·11
C (CaO) =	1·94
F ($FeO + MgO + CaO$) =	4·27
M (CaO -Rückstand zu F gerechnet) =	0·00
T (Tonerdeüberschuß) =	2·11
K $\left(\frac{S}{6A + 2C + F} \right)$ =	1·41

Die in das OSANNSCHE Dreieck einzutragenden Projektionswerte:

$$a = \frac{20A}{A+C+F} = 10·6; \quad c = \frac{20C}{A+C+F} = 2·9; \quad f = \frac{20F}{A+C+F} = 6·5.$$

(S. hier Tabelle auf Seite 293.)

Aus den analytischen Daten berechnen sich folgende OSANNSCHE¹ Werte:

$A = 7·19$, $C = 1·96$, $F = 3·61$. Reduzieren wir sie auf 20, so gewinnen wir $a = 11·3$, $c = 3·1$ und $f = 5·6$.

Zeichnen wir diese Werte in das OSANNSCHE Dreieck ein, so kommt der Gneis der elektrischen Anlage auf das Feld der Granitfamilie zu liegen und zwar befindet sich seine Projektion zwischen den OSANNSCHEN Granittypen Nr. 12 Typus Hauzenberg und Nr. 25 Typus Woodstock. Vergleichen wir die aus den analytischen Daten berechneten Werte $S = 75·10$; $A = 7·11$, $C = 1·94$, $F = 4·27$, $T = 2·11$, $K = 1·41$, $M = 0$ mit den von GRUBENMANN für die Gruppen der kristallinen Schiefer festgestellten Mittelwerte, so finden wir, daß sie mit den folgenden Mittelwerten² der ersten Gruppe GRUBENMANN'S, der Alkalifeldspatgneise $S = 76·5$, $A = 6·6$, $C = 2·0$, $F = 5·7$, $T = 1·0$, $K = 1·6$, $M = 0$, gut übereinstimmen. Daraus folgt zugleich, daß der Ort des Gneises im Dreieck gut in das Feld der Alkalifeldspatgneise hineinfällt. GRUBENMANN unterscheidet innerhalb seiner Gruppen je nach der Tiefenzone der Ausbildung drei Klassen: die kristallinen Schiefer der tiefsten (kata), der mittleren (meso) und oberen (epi) Zone. Bei der weiteren Klassifikation drängt sich daher jene Frage auf, welcher Zone der in Rede stehende Alkalifeldspatgneis wohl angehören mag. In Anbetracht seiner ausgezeichneten Schiefertextur, der auf Injektion hinweisenden Anzeichen und der Spuren einer geringeren mechanischen Beeinflussung muß unser Gneis entschieden in die mittlere Zone ein-

¹ Tschermaks Min. und Petr. Mitteilungen. Bd. 19. Wien, 1900, p. 351.

² Die kristallinen Schiefer. Berlin, 1907, p. 23.

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	Summe
Originalanalyse	67·37	17·02	1·66	1·91	0·66	1·80	2·82	5·72	0·14	0·37	0·04	99·51
Reduktion	67·70	17·10	1·67	1·92	0·67	1·81	2·83	5·75	0·14	0·37	0·04	100·00
Molekularproportionen	1·128	0·168	0·010	0·027	0·017	0·032	0·046	0·061	0·003	—	—	Die Molekularprocente der Mineralien
Kalzit	—	—	—	—	—	0·003	—	—	0·003	—	—	0·30
Magnetit	—	—	0·010	0·010	—	—	—	—	—	—	—	2·32
Hypersthen	0·034	—	—	0·017	0·017	—	—	—	—	—	—	3·97
Orthoklas	0·366	0·061	—	—	—	—	—	0·061	—	—	—	33·92
Albit	0·276	0·046	—	—	—	—	0·046	—	—	—	—	24·10
Anorthit	0·058	0·029	—	—	—	0·029	—	—	—	—	—	8·06
Quarz	0·394	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	23·64
Korund	—	0·032	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3·26
Sal	$\frac{92·98}{6·59} = \frac{14}{1} > \frac{7}{1}$ Classis I. Persalan, $\frac{Q}{F} = \frac{23·64}{66·08} = \frac{1}{2·7} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ Ordo 4. Britanar											99·57
Fem	$\frac{K_2O+Na_2O}{CaO} = \frac{0·107}{0·029} = \frac{3·6}{1} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$ Rang 2. Toscanos, $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{0·061}{0·046} = \frac{1·3}{1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$ Subrang 3. Toscanos.											

Die auf Grund der vorhergehenden Tabelle berechnete wirkliche mineralogische Zusammensetzung «Modus».

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O+	H ₂ O-	Die der molekularen Menge der Mineralien entsprechende Procente
Molekularproportionen	1·128	0·168	0·010	0·027	0·017	0·032	0·046	0·061	0·003	—	—	
Biotit	0·046	0·014	0·003	0·020	0·017	—	—	0·008	—	0·012	—	5·27
Kalzit	—	—	—	—	—	0·003	—	—	0·003	—	—	0·30
Magnetit	—	—	0·007	0·007	—	—	—	—	—	—	—	1·62
Orthoklas	0·318	0·053	—	—	—	—	—	0·053	—	—	—	29·47
Albit	0·276	0·046	—	—	—	—	0·046	—	—	—	—	24·10
Anorthit	0·058	0·029	—	—	—	0·029	—	—	—	—	—	8·06
Quarz	0·430	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25·80
Korund	—	0·026	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2·65 = 97·27

Die im Anorthit steckende CaO = Menge und das Na₂O des Albit ergeben den Plagioklas:
 46 Na₂O : 29 CaO = 1·58 : 1, Ab_{1·58}An₁ < Ab₂An₁ > Ab₃An₁ = Andesin.

gereiht werden und zwar sprechen einzelne Eigenschaften, so namentlich die Anwesenheit von Mikroklin, Muskovit und Myrmekit für eruptiven, daher granitischen Ursprung, während der beträchtliche Tonerdeüberschuß ($T = 2.11$) und die in den Feldspaten obzwar selten, aber doch auftretenden winzigen Quarzeinschlüsse einen sedimentären Ursprung bezeugen würden.

Was den Tonerdeüberschuß anbelangt, soll bemerkt sein, daß dies eine derartige Eigenschaft ist, welche auch die entschieden eruptiven Gesteine des nahen Bihargebirges in hohem Maße aufweisen.¹ Es ist daher als zweifellos zu betrachten, daß die Anzeichen des eruptiven Ursprunges ein wesentliches Charakteristikum des Gneises der elektrischen Anlage bildet, anderseits weist er jedoch auch untergeordnet sedimentäre Merkmale auf.

Von der klassifikatorischen Stellung in dem von den amerikanischen Petrographen festgestellten System soll später noch die Rede sein.

Bezüglich der die prozentuale Quantität der wesentlicheren Mineralien ermittelnden Berechnungen muß bemerkt werden, daß die prozentuale Menge von Biotit nicht als genau betrachtet werden kann, da die chemische Zusammensetzung des anwesenden schwarzen Glimmers nicht bekannt ist. Der Wert für Kalifeldspat ist etwas größer als die tatsächliche Menge, da die Bestimmung der Quantität des eine sehr untergeordnete Rolle spielenden Muskovit unterlassen wurde. Die berechnete Anorthitmenge ist gleichfalls größer als die tatsächlich vorhandene, da weder die im Apatit steckende geringe Phosphorsäure, noch die Titansäure des Sphen analytisch bestimmt worden ist, infolgedessen der Kalziumgehalt dieser Mineralien die Menge des Anorthit vergrößern.

Der Granit von Irisora.

Nachdem wir nun den Gneis des Steinbruches bei der elektrischen Anlage kennen gelernt haben, wird nach den genetischen Folgerungen ein Vergleich mit dem Material des großen zentralen Granitmassives nicht ohne Interesse sein. Zu diesem Zwecke wurde das frischeste der mir zur Verfügung stehenden Granithandstücke gewählt, das dem vom Gneise der elektrischen Anlage 20 km SSW-lich entfernten Steinbruche entstammt und dem inneren Teile des zentralen Granitmassives angehört.

In diesem Granit heben sich 1—3 cm lange, dicktafelige Feldspatindividuen porphyrtartig hervor, die $\frac{1}{2}$ —1 mm großen unregelmäßig begrenzten Quarzkörner bilden in dem ganzen Gesteine gleichmäßig

¹ Dr. JULIUS V. SZÁDECZKY: Über die petrographischen und tektonischen Charaktere des mittleren Teiles des Bihargebirges. Földtani Közlöny, XXXVII, 1907. p. 77.

verteilte Gruppen. Die 1—2 mm großen Biotittäfelchen finden sich in ebenfalls gleichmäßiger Verteilung vor und verleihen dem von den kleineren Gemengteilen gebildeten grundmasseartigen Teile eine gleichmäßig graue Färbung.

Muskovit ist mit freiem Auge nicht zu beobachten, weshalb das Gestein mit vollem Recht als *Biotitgranit* (Granitit) bezeichnet werden kann.

Die großen Feldspatindividuen erwiesen sich auf Grund der Flammenreaktionen als Kalifeldspate, auf Grund der optischen Bestimmungen teils als *Orthoklas*, untergeordnet auch als *Mikroclin*. Der Mikroclin ist in geringerer Menge als der Orthoklas zugegen und in der Regel auch reiner, als dieser. Im Inneren der Feldspate finden sich gelegentlich zahlreiche fremde Einschlüsse, sowie: Epidot, Muskovit und Biotit. Der Muskovit ist im Feldspat manchmal regelmäßig in der Richtung der vollkommenen Spaltungen angeordnet.

Außer den Kalifeldspaten kommen auch noch in die *Oligoklas-Albit*- und *Oligoklas*-Reihe gehörende, hin und wieder zonäre Plagioklasindividuen vor; die einzelnen Zonen lassen sehr geringe Differenzen der Auslöschungsschiefen erkennen. Die Plagioklase sind teilweise stark serizitisiert und führen auch winzige Apatiteinschlüsse. Myrmekitische Verwachsungen treten in untergeordnetem Maße ebenfalls auf.

Der Quarz läßt gleichfalls zwei Generationen erkennen. Die Körner der ersten Generation löschen stark indulatorisch aus und bergen zahlreiche, lebhaft sich bewegende Libellen besitzende Flüssigkeitseinschlüsse; die zweite Generation wird von kleineren Körnern gebildet, die im großen ganzen einschlußärmer sind, Spuren von mechanischen Einflüssen nicht oder nur in untergeordnetem Maße aufweisen und öfters die Feldspate umgeben.

Die *Biotittafeln* weisen in der Richtung der Spaltbarkeit grünlich-gelblichbraunen, senkrecht dazu hell grünlichgelben Pleochroismus auf. Schmale Muskovitsträhne sowie Apatitsäulchen und Titanitkörnchen kommen im Biotit gleichfalls vor. Außerdem lassen sich in einigen Biotittafeln schmale, unter 60° angeordnete Nadeln (Rutil?) beobachten, manche Tafeln werden von einem Leukoxensaum umgeben. Hie und da ist der Biotit in Verwandlung zu Chlorit begriffen.

Außer jenem Muskovit, der sich im Feldspat und im Biotit eingeschlossen vorfindet, kommen in dem Gesteine seltener noch den Enden der Biotittafeln anhaftende, stark verbogene *Muskovit*individuen vor.

In äußerst geringer Menge können ferner im Granit von Irisora 0.1—0.2 mm große Körnchen von *Sphen* beobachtet werden, sie schließen oft einen Titaneisenkern ein, der *Sphen* scheint daher ein Umwandlungsprodukt vom Titaneisen zu sein.

Einen ebenso seltenen und zufälligen Gemengteil des Granits bildet ein die Eigenschaften von *Klinozoisit* aufweisender Epidot.

Der Granit von Irisora besitzt eine typisch richtungslose, granitische Textur, die einzelnen Gemengteile, insbesondere die Feldspate, weisen einen bedeutend höheren Idiomorphismus als der Gneis der elektrischen Anlage auf. Im Feldspate ließen sich ovale Querschnitte aufweisende Quarzkörnchen nicht beobachten. Die Mineralien stimmen aber mit den Mineralien des Gneises der elektrischen Anlage qualitativ auffallend überein.

Eine nicht geringere Ähnlichkeit finden wir auch in der chemischen Zusammensetzung des Granits, dessen Analyse Dr. ROBERT LUNZER bewerkstelligte. Die chemische Verwandtschaft dieser beiden Gesteine kommt noch viel augenfälliger im Laufe der Berechnung nach der Methode der amerikanischen Petrographen zum Ausdruck. Wir können hierbei die Erfahrung machen, daß beide Gesteine derselben Klasse (Persalan), demselben Ordo (Britannar), Rang (Toscanas) und auch Subrang (Toscanos) angehören.

Nr. 1176. Granit (Irisora).

Auf 100 reduzierte wasserfreie Zusammensetzung.

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
66·81	17·23	1·17	2·17	0·47	2·60	4·08	5·47.

A) Die nach der Methode OSANNS berechneten Werte:

<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	Tonerdeüberschuß
74·14	8·25	3·00	3·36	11·3	4·1	4·6	5·3	γ	—

Die nach der Methode der amerikanischen Petrographen berechneten Werte und die klassifikatorische Stellung:

Quarz	Orthoklas	Albit	Anorthit	Diopsid	Hypersten	Magnetit
14·52	32·25	34·58	12·51	0·25	4·10	1·62.

Classis	Ordo	Rang	Subrang
I. Persalan	4. Britannar	2. Toscanas	3. Toscanos.

Durch die Eigenschaften des Granits von Irisora werden also jene Annahmen, zu welchen wir beim Gneise der elektrischen Anlage bezüglich der Genesis desselben auf Grund seiner Eigenschaften gelangt sind, in hohem Maße bekräftigt.

Aplitartiger Albitgneis.

Zur Illustration der mannigfaltigen Ausbildung der längs den Objekten der elektrischen Anlage aufgeschlossenen kristallinischen Schie-

fer soll noch ein blaß rosafarbiges, von grauen Quarzadern durchsetztes, örtlich schwarze Turmalinputzen aufweisendes, an und zu mit Pyrit eingesprengtes Gestein von aplitischem Habitus eingehender beschrieben werden. Dasselbe tritt in SSO-licher Richtung ca. 200 m von dem vorher behandelten Gneis, in dem ca. 80-sten Meter des in das Riskatal führenden Tunnels auf. Dieses Gestein, welches eine im ganzen kaum einige m lange, linsenförmige Einlagerung bildet, hebt sich durch seine helle rosenrote Farbe und seine dunklen Turmalinflecken von dem in der Einleitung geschilderten dünnschieferigen, verwitterten, feinkörnigen Gneiskörper scharf ab.

Der *Turmalin* kommt in mehreren cm breiten, bläulichschwarzen, winzigen, größtenteils zu staubartigen Aggregaten zerfallenden, nur stellenweise stengelig ausgebildeten Kristallen vor, die hie und da verbogen oder zerbrochen sind.

Derartige sich zerstäubende kleine Turmalininjektionen konnten an der durch die Fundamentierungsarbeiten aufgedeckten Stelle zu beiden Seiten des Riskatales beobachtet werden.

Die mikroskopische Untersuchung weist dahin, daß sich das Gestein wesentlich aus den netzförmig einander durchdringenden Gemengteilen: Quarz und Feldspat zusammensetzt, wobei der Feldspat vorherrscht, obwohl er in kleineren Partien auch in geringerer Menge, als der Quarz zugegen sein kann.

Die Feldspate erweisen sich zum größten Teil als zackig begrenzte, daher xenomorphe Albitindividuen von 0·2 mm Durchmesser, es finden sich aber auch porphyrisch hervortretende 1—2 mm große Individuen darunter, die nach dem Karlsbader, und außerdem ziemlich häufig nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz verzwillingt sind. Die Albitlamellen sind in der Regel sehr schmal und können manchmal nicht durch das ganze Individuum hindurch verfolgt werden (Taf. IV, Fig. 2 und 3). Die kleinen Kristalle sind meist nicht verzwillingt. Es kommt auch etwas *Oligoklas-Albit* (die n_m entsprechende Lichtbrechung stimmt mit jener des Kanadabalsams überein), ja auch *Oligoklas-Andesin* vor. Die größeren Kristalle sind meist nach den Achsen a und c gestreckt und bilden dicke Tafeln nach (010).

Mechanische Einflüsse lassen sich an den Feldspaten gleichfalls nachweisen: die größeren Feldspatindividuen sind manchmal gebogen und auch die kleinen weisen häufig schwache undulatorische Auslöschungen auf.

Gaseinschlüsse nebst spärlichen Flüssigkeitseinschlüssen treten reichlich in den Feldspaten, insbesondere in den größeren Individuen auf. Spärlich lassen sich in ihnen auch winzige Muskovitschuppen beobachten, an einzelne Stellen gebunden hingegen treten reichliche Aggra-

gate von Turmalinnadeln auf, die im Schriff in der Gestalt von grauen Flecken erscheinen (Taf. IV, Fig. 3, am unteren Rand). Diese, oft 0·1 mm Länge nicht erreichenden Nadelchen lassen trotz ihrer außerordentlichen Feinheit noch schwachen Pleochroismus erkennen: ϵ = hellgrün, ω = dunkel bräunlichgrün.

Muskovit kommt außer in den Feldspaten noch selbständig in verschwindend kleiner Menge und stets in der Gestalt winziger Schuppen vor.

Der *Quarz* spielt in der Zusammensetzung des Gesteines eine wichtige Rolle, löscht stets undulatorisch aus und hat sich teilweise nach dem Feldspat ausgeschieden. Turmalineinschlüsse konnten in ihm nicht beobachtet werden, sonst aber führt er Flüssigkeits- und Gasinterpositionen ebenso, wie im vorhergehenden Gesteine.

Von den in sehr spärlicher Menge auftretenden Mineralien verdienen noch *Magnetit*, winzige *Hämatitschuppen*, die gelegentlich vorkommenden, aus winzigen, ca. 0·07 mm großen Körnern zusammengesetzten *Sphenaggregate* Erwähnung.

Die blaß rosenrote Farbe des Gesteines wird durch die schwache Färbung eines sekundären *Limonit* bedingt. Dergleichen sekundären Ursprung besitzen auch die selten erscheinenden kleine *Karbonatflecken*.

Diese, eine ungemein variierende Korngröße besitzenden Gemengteile weisen eine nach einer Richtung gestreckte granoblastische Struktur auf.

Das rosafarbige, homogen erscheinende Gestein wurde nach der Ausscheidung der mit freiem Auge erkennbaren Pyritkörner von Dr. B. RuzITSKA analysiert und die analytischen Daten von SIMON PAPP umgerechnet.

	Original-analyse	Reduktion	Berechnung auf 100	Molekularproportionen	Molekularprozent
<i>SiO₂</i>	73·57	73·57	73·96	1·2327	79·29
<i>Al₂O₃</i>	15·85	15·85	15·94	0·1563	10·05
<i>FeO</i>	0·60	—	—	—	—
<i>Fe₂O₃</i>	0·16	—	—	—	—
<i>CaO</i>	0·53	0·25	0·25	0·0045	0·29
<i>MgO</i>	0·12	—	—	—	—
<i>K₂O</i>	0·18	0·18	0·18	0·0019	0·12
<i>Na₂O</i>	7·68	7·68	7·72	0·1245	8·01
Hygr. Wasser	0·01	—	—	—	—
Chemisch gebundenes Wasser	0·31	—	—	—	—
<i>S</i>	0·12	—	—	—	—
<i>CO₂</i>	0·72	—	—	—	—
Pyrit	—	0·23	0·23	0·0019	0·12
Dolomit	—	0·48	0·48	0·0106	0·70
Kalzit	—	0·27	0·27	0·0054	0·34
Siderit	—	0·97	0·97	0·0168	1·08
Summe	99·85	99·48	100·00	1·5546	100·00

Gruppenwerte:

S (SiO_2 in Molekularprozenten)	79·29
A ($K_2O + Na_2O$)	8·13
C (CaO)	0·29
F ($FeO + MgO + CaO$)	0·00
M (CaO -Rest, der in F aufgenommen ist) ...	0·00
T (Tonerdeüberschuß)	1·63
K $\left(\frac{S}{6A + 2C + F} \right)$	1·61

Projektionswerte:

$$a = \frac{20A}{A+C+F} = 19·3; \quad c = \frac{20C}{A+C+F} = 0·7; \quad f = \frac{20F}{A+C+F} = 0·00.$$

(S. hier die Tabelle auf Seite 400.)

Aus den analytischen Daten sowie aus den Werten der Umrechnungen geht die wichtige Rolle des *Albit* klar hervor. Ferner erhellt, daß an der Zusammensetzung des Gesteins außer dem *Albit* nur *Quarz* wesentlichen Anteil nimmt.

Nicht nur die Anwesenheit von *Turmalin*, sondern die ganze Erscheinungsform des Gesteins weist auf eruptiven Ursprung hin, wir haben es daher in diesem Gesteine mit einem interessanten Differenzierungsprodukt des Granitmagmas zu tun.

Klinozoisitamphibolit.

Zur Illustration der Mannigfaltigkeit der kristallinen Schiefer des in Rede stehenden Gebietes will ich noch einen Amphibolit anführen, welcher oberhalb dem unter der elektrischen Anlage befindlichen Steinbruche, einige m unter dem in das Kis-Riskatal führenden Sattel beginnend, eine zusammenhängende Decke bildet. Diese Amphibolitschicht lagert zwischen quarzlinseführenden, glimmerigen Schichten und erreicht stellenweise eine Mächtigkeit von 4--5 m. Sie zieht auch auf das linke Gehänge der Szamos hinüber, wo in ihrer Gesellschaft an der gegenüber dem Fußstege befindlichen Felsenwand ein Granat und *Turmalin* führender, sehr mannigfacher Schichtenkomplex zu beobachten ist. Das zu beschreibende Gestein entstammt diesem Schichtenkomplexe.

Es ist dies ein dunkelgrünes, aus im Mittel 1 mm großen gedrungenen Amphibolsäulen und in bedeutend geringerer Menge aus Feldspat und Epidot bestehendes schieferiges Gestein, in welchem u. d. M. außer den erwähnten Mineralien noch etwas Quarz, Apatit, Magnetit,

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	S	Fe	H ₂ O	Hygr. Wasser	Summe
Originalanalyse	73·57	15·85	0·16	0·60	0·12	0·53	7·68	0·18	0·72	0·12	—	0·31	0·01	99·85
Mit Ausscheidung der zum Binden des S nötigen Fe-Menge	73·57	15·85	0·16	0·48	0·12	0·53	7·68	0·18	0·72	0·12	0·11	0·31	0·01	99·82 0·03 O*
Molekularproportionen	1·226	0·155	0·001	0·006	0·003	0·010	0·124	0·002	0·016	—	—	—	—	—
Pyrit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·12	0·11	—	—	0·23
Hämatit	—	—	0·001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·16
Siderit	—	—	—	0·006	—	—	—	—	0·006	—	—	—	—	0·70
Dolomit	—	—	—	—	0·003	0·002	—	—	0·005	—	—	—	—	0·45
Kalzit	—	—	—	—	—	0·005	—	—	0·005	—	—	—	—	0·50
Orthoklas	0·012	0·002	—	—	—	—	—	0·002	—	—	—	—	—	1·11
Albit	0·744	0·124	—	—	—	—	0·124	—	—	—	—	—	—	64·98
Anorthit	0·006	0·003	—	—	—	0·003	—	—	—	—	—	—	—	0·83
Quarz	0·464	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	24·84 Q
Korund	—	0·026	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2·65
Sal = $\frac{97·41}{2·04} = \frac{47·7}{1} > \frac{7}{1}$	Clasiss I. Persalan, $\frac{Q}{F} = \frac{27·84}{66·92} = \frac{1}{2·4} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$ ordo 4. Britannar.													99·45
Fem = $\frac{97·41}{2·04} = \frac{47·7}{1} > \frac{7}{1}$	rang 1. Liparas, $\frac{K_2O}{CaO} = \frac{0·002}{0·003} = \frac{1}{62} < \frac{1}{7}$ subrang 5, noyangos.													
$K_2O + Na_2O = \frac{0·126}{0·003} = \frac{42}{1} > \frac{7}{1}$	rang 1. Liparas, $\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{0·002}{0·124} = \frac{1}{62} < \frac{1}{7}$ subrang 5, noyangos.													
* Das dem Pyrit angehörende, überflüssig oxydierte O des FeO.														
Der «Modus» der tatsächlichen mineralogischen Zusammensetzung:														
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	S	Fe	H ₂ O	Hygr. Wasser	
Molekularproportionen	1·226	0·155	0·001	0·006	0·003	0·010	0·124	0·002	0·016	0·004	0·002	—	—	—
Pyrit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·004	0·002	—	—	0·23
Hämatit	—	—	0·001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0·16
Siderit	—	—	—	0·006	—	—	—	—	0·006	—	—	—	—	0·70
Dolomit	—	—	—	—	0·003	0·002	—	—	0·005	—	—	—	—	0·45
Kalzit	—	—	—	—	—	0·005	—	—	0·005	—	—	—	—	0·50
Orthoklas	0·012	0·002	—	—	—	—	—	0·002	—	—	—	—	—	1·11
Albit	0·744	0·124	—	—	—	—	0·124	—	—	—	—	—	—	64·98
Anorthit	0·006	0·003	—	—	—	0·003	—	—	—	—	—	—	—	0·83
Quarz	0·464	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	27·84
Korund	—	0·026	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2·65 = 99·45

Die im Anorthit steckende CaO — Menge und das Na₂O des Albit resultieren den Durchschnittsplagioklas
 $124 Na_2O : 3 CaO = 41·3 : 1 Ab_{41·3} An_1 > Ab_{12} An_1 = \text{Albit}$.

Ilmenit, Sphen und Zirkon nachgewiesen werden können (Taf. IV, Fig. 5 und 6).

Die eingehende Untersuchung zeigt, daß der *Amphibol* $\frac{1}{4}$ —2 mm breite und 1—5 mm lange xenomorphe und nur teilweise idiomorphe Individuen bildet. In letzterem Falle lassen sich die Flächen $\infty P(110)$, $\infty P \infty (010)$, $\infty P \infty (100)$ und die prismatische Spaltbarkeit gut beobachten. Der Pleochroismus ist $n_g(\gamma)$ = dunkel bläulichgrün, $n_m(\beta)$ = gelblichbräunlichgrün, $n_p(\alpha)$ = hell grünlichgraulichgelb. $c - n_g = 12^\circ$. Der Amphibol weist daher alle Eigenschaften der gemeinen grünen Hornblende auf, gehört also einer solchen Art an, die sowohl in den Gesteinen eruptiven Ursprunges, als auch in den sedimentären Gesteinen vorkommt. Der Amphibol schließt ausnahmslos zahlreiche Einschlüsse, und zwar vorwiegend Epidot, spärlicher auch Sphen und Feldspat, ein. Die Einschlüsse treten so zahlreich auf, daß dadurch eine poikilitische Struktur zustande kommt.

Die relative Menge der Feldspate variiert stark, denn stellenweise setzen sie fast die Hälfte des Gesteines zusammen, anderenorts finden sie sich in geringer Menge zwischen die farbigen Gemengteile eingezwängt vor.

Der größte Teil der Feldspate erwies sich als Gitterlamellierung aufweisender *Mikroklin*; derselbe tritt meist in 0.16 mm großen Körnern auf, ausnahmsweise findet er sich jedoch auch in 1 mm großen Individuen zwischen den übrigen Mineralien. Der Mikroklin gehört zu den spätesten Kristallisationsprodukten. Von den Feldspaten kommt noch in bedeutend geringerer Menge *Orthoklas* und ziemlich häufig auch *Oligoklas-Albit* vor. Diese Feldspate sind meist nicht verzwillingt und weisen scharfe Spaltrisse auf, welche Eigenschaft am Mikroklin nur selten zu beobachten ist. *Oligoklas-Andesin* und *Andesin* kommen nur selten vor und sind in der Regel in Zersetzung begriffen. Manchmal finden sie sich in mikropegmatitischer oder myrmekitischer Verwachsung, und zwar mit Mikroklin, oder bilden sie ein schuppiges Netz, dessen überaus winzige Partikel nicht so sehr durch die Auslöschungsschiefen, sondern vielmehr durch die Verschiedenheiten der Lichtbrechung von einander unterschieden werden können. In diesen auf Umwandlungsvorgänge verweisenden Geweben treten Klinozoisitsäulchen und ferner auch Quarzkörner auf. Diese basischen Feldspate bilden eine frühzeitige Ausscheidung, sie haben sich teilweise vor dem Amphibol ausgeschieden und es scheint in ihnen der Epidot nicht nur als Umwandlungsprodukt, sondern auch einschlüssebildend vorzukommen.

Der *Quarz* spielt in diesem Gesteine eine sehr untergeordnete Rolle, da er meist in der Form von in Feldspat eingeschlossenen Körnern oder in winzigen, hie und da kipelförmigen Durchschnitten zu

beobachten ist. 0·2 mm große Quarzkörner gehören bereits zu den größten der vorkommenden Körner. In den winzigen Quarzkörnern können kleine Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglichen Libellen, welche die Eigenschaften der nachträglichen Injektion an sich tragen, gleichfalls beobachtet werden.

Neben Feldspat und Amphibol bildet *Epidot* das dritte herrschende Gemengteil des Gesteins; der *Epidot* kommt auch in den vorher behandelten Gemengteilen reichlich vor, seine Kristallisation ist daher jener der genannten Mineralien vorangegangen. Der *Epidot* ist hell gelblichgrün gefärbt, er bildet 0·12 mm und nur selten 1 mm lange Säulen, die im ganzen Schliche verbreitet sind; örtlich gelangen sogar ihre körnigen Aggregate zur Herrschaft. Die Säulchen enden in der Regel mit abgerundeten Flächen, im großen ganzen weisen sie infolge der auf ihr hohes spezifisches Gewicht zurückzuführenden frühzeitigen Kristallisation idiomorphe Konturen auf. Als Einschlüsse können in ihnen winzige Sphenkörnchen häufig beobachtet werden. Auf Grund der folgenden optischen Eigenschaften gehören sie dem *Klinozoisit* an. Sie besitzen optisch positiven Charakter, obwohl ihr Achsenwinkel sich 90° nähert. Sie weisen in Schliffen $\perp n_g$, sowie $\perp n_p$ eine Doppelbrechung auf, die jener, welche an den $\perp n_m$ orientierten Mikroklinnschnitten beobachtet werden kann, nahe steht, weshalb $n_g - n_p = 0\cdot011$ geschätzt werden kann; dementsprechend weisen ihre $\perp n_m$ orientierten Schnitte in dem 0·03 mm dicken Dünnschliffe gelbe Interferenzfarben auf. In den mit gelben Farbentönen interferierenden Schnitten kommen aber auch violett interferierende Partien mit grüne Interferenzfarben aufweisenden Kernen vor; diese Flecken entsprechen also einer *Epidot*gattung, deren Doppelbrechung die normale um das Doppelte übersteigt. In den winzigen Querschnitten können die Spaltrisse nach (001) meist beobachtet werden, die Spaltung nach (100) kommt oft nicht zum Vorschein. Die Auslöschungsschiefe $c - n_p$ ist konstant gering (ca. 2°), liegt aber bald im stumpfen Winkel 001—100, bald in dem spitzen Winkel. Pleochroismus kann kaum wahrgenommen werden.

Der braunrote *Biotit* kommt in dem Gesteine in äußerst geringer Menge und in ganz unregelmäßiger Begrenzung vor und wird oft von Sphen begleitet.

Auch *Magnetit* und *Ilmenit* kommen nicht in großer Menge vor, obwohl dieselbe jene des *Biotit* überschreitet und sie im Gesteine gleichmäßiger verteilt sind. Der *Ilmenit* gabelt sich oft und zwischen den einzelnen Tafeln erscheint eine serpentinartige Substanz; ferner wächst der *Ilmenit* mit Sphen.

Hämatit tritt spärlich als Umrandung von *Magnetit* und in winzigen Schuppen auch selbständig auf.

Der *Sphen* bildet einen gleichfalls spärlichen und in winzigen Körnern erscheinenden, obwohl ziemlich konstant verteilten Gemengteil des Gesteins. Er kommt in 0·14 mm langen, rhomboederartigen Körnern, oder Zweihäftler vor, die eine dunkler grüne Färbung als der Epidot besitzen. Ein sehr seltener, dem Sphen gegenüber heller gefärbter und in winzigen Bruchstücken auftretender Gemengteil ist noch der *Zirkon*.

Der *Apatit* spielt gleichfalls eine untergeordnete Rolle.

Ein dem beschriebenen Amphibolit ähnliches, jedoch bedeutend hellere und epidotreichere grüne Lagen aufweisendes Gestein beobachtete ich auf dem Sattel, der von der elektrischen Anlage zur Talsperre des Riskatales hinüberführt. In diesem Gesteine kommt aber bereits körniger — und nicht Spalten ausfüllender — Kalzit vor, Amphibol ist in geringerer Menge zugegen, neben ihm tritt auch Diopsid auf, die Feldspate finden sich in deutlich blastischer, xenomorpher Ausbildung.

Von den drei eingehend untersuchten kristallinen Schieferarten besitzt also dieses Gestein den ausgesprochensten sedimentären Charakter, welche Genesis auch durch die Verhältnisse des Auftretens außer Zweifel gesetzt wird. Wir müssen darin ein derartiges, raschen Stoffwechsel aufweisendes sedimentäres Gebilde erblicken, bei dessen nachträglich erfolgter Umkristallisation auch die mächtige Injektionsmasse des Steinbruches wesentlich mitgewirkt hat. Das Auftreten von Mikroclin ist aller Wahrscheinlichkeit nach ein Produkt dieser Wirkung.

Im Zusammenhange damit soll bemerkt werden, daß sich in dem unteren Abschnitte der Hideg-Szamos auch rein eruptive Amphibolite vorfinden. Der bei der Gemeinde Hidegszamos auftretende Amphibolit trägt schon in seiner äußeren Erscheinungsform die Charaktere eines mächtigeren Eruptivstockes an sich. Der eingehende Nachweis davon fällt aber bereits außer den Rahmen meiner gegenwärtigen Aufgabe.

Ergebnisse.

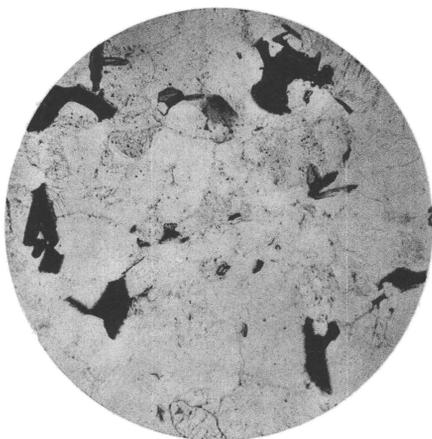
Aus dem obigen geht hervor, daß die kristallinen Schiefer des Hideg-Szamosales weit mannigfaltiger ausgebildet sind als bisher bekannt war, daß der *Albitgneis* ein wichtiges Glied derselben bildet und hier durch interessante Arten vertreten ist und daß in der wechselreichen Schichtenfolge dabei auch *Biotitmikroklingneise*, *Pegmatite* und *Klinozoisitamphibolite* auftreten. Die Bildung eines Teiles dieser Gesteine ist auf ein mit dem zentralen Granitmassiv übereinstimmendes Magma zurückzuführen.

Die Bildung der kristallinen Schiefer des Gyaluer Hochgebirges muß in der Weise aufgefaßt werden, daß dieselben ursprünglich ge-

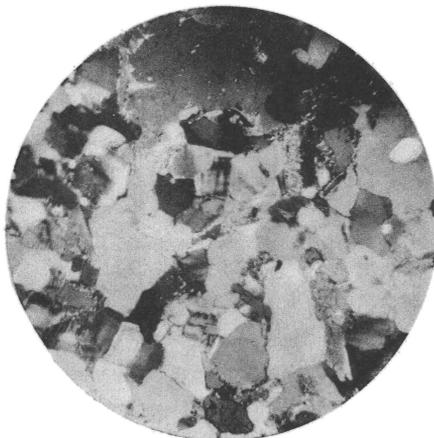
wöhnliche Sedimente waren, in welche im Zusammenhange mit der Intrusion des großen Granitmassivs eine genetisch mit dem Granit übereinstimmende Injektion erfolgt war. Die nachträgliche Umkristallisierung der ursprünglichen Sedimente ist wesentlich ein Resultat der Injektion und der damit verknüpften Prozesse. Es können hier nicht die Gründe erörtert werden, die es als wahrscheinlich erscheinen lassen, daß diese Granitintrusion ein Glied des gegen Ende des paläozoischen Zeitalters erfolgten mächtigen Eruptionszyklus bildet. Die Eruption der meist eine dazitische Zusammensetzung besitzenden Eruptivgänge, welche nach der zitierten Karte der kgl. ungar. Geologischen Anstalt so zahlreich die kristallinen Schiefer durchsetzen, ist bedeutend später erfolgt. Keinesfalls kann ich aber das Eruptionsalter als obermediterran betrachten, da diese Gesteine, sowie auch die Eruptionen des Vlegyásza-zuges mit den Tuffgesteinen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile in keinem Zusammenhange stehen, denn weder der bei Gyalu, noch der bei Sztolna auftretende mächtige Eruptivgang, noch die bei Gyeróvásárhely befindliche Eruption läßt an der Grenze des unteren bunten Tones Kontaktwirkungen erkennen, die Tonschichten scheinen sich vielmehr auf die abradierte Oberfläche derselben abgelagert zu haben. Es ist viel wahrscheinlicher, daß diese Gesteine samt den Gesteinen der Vlegyásza die Produkte eines Eruptionszyklus sind, dessen Eruptionen in der oberen Kreide begonnen und sich vielleicht auch noch zu Beginn des Tertiärs fortgesetzt haben.

*

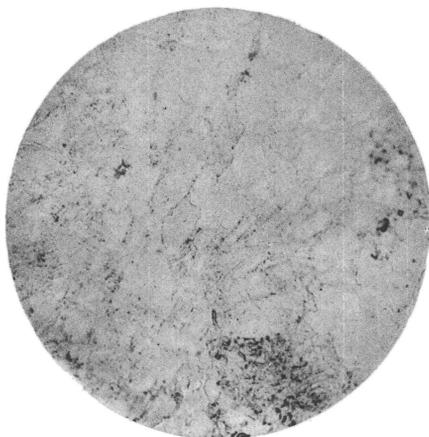
Freilich ist es fast unmöglich, die oft launenhaften, geringe Dimensionen besitzenden Varietäten der kristallinen Schiefer auf der geologischen Karte zu verzeichnen, die Kartierung der bedeutenderen Einlagerungen und die genauere Bestimmung der Gesteinsgattung bildet jedoch eine unerläßliche Aufgabe des kartierenden Geologen, insbesondere heute, da wir sehen, daß durch eingehende Studien der kristallinen Schiefer jener dichte Nebel, der noch vor gar nicht allzu langer Zeit als undurchdringlicher Schleier das sogenannte «Grundgebirge» verhüllte, in Auflösung begriffen ist.



1.



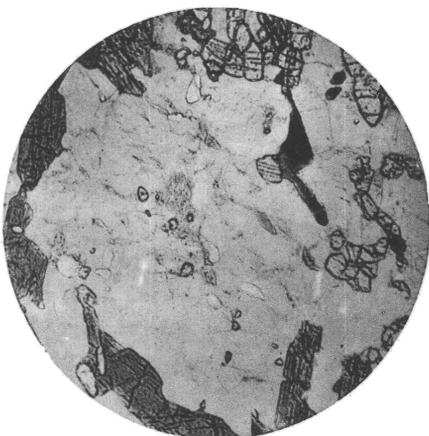
2.



3.



4.



5.



6.