

sitzende spricht dem Vortragenden den Dank für seine lehrreichen Ausführungen aus.

Sodann spricht P. Stephan Richarz über die Geologie der Kleinen Karpathen, des Leithagebirges und des Wechsels:

„Die letzten eingehenden Untersuchungen im kristallinen Teile der Kleinen Karpathen wurden durch v. Andrian ausgeführt, zu Anfang der Sechzigerjahre, also zu einer Zeit, in der die petrographischen Methoden noch sehr primitiv waren. Eine neue Bearbeitung mit den Hilfsmitteln der modernen Petrographie schien also dringend geboten. Die Resultate dieser Arbeit sind im Jahrbuche der k. k. Geologischen Reichsanstalt (1908, Bd. 58, S. 1—48) niedergelegt. Hier sollen sie in verkürzter Form wiedergegeben werden.

Die Hauptmasse der südlichen Kleinen Karpathen besteht aus Granit. Es ist ein Zweiglimmergranit mit vorherrschendem Biotit. Der Natronkalkfeldspat, ein Oligoklas mit 20% An ist meist ziemlich stark serizitisiert, am Quarz sind stets Druckphänomene zu beobachten. Der Biotit ist bei stärker zersetzten Varietäten grün gefärbt oder ganz ausgebleicht, wobei die Doppelbrechung schwächer wird, aber noch hoch über der des Chlorites steht, und Klinozoisit und Epidot ausgeschieden werden.

Die Struktur des Granites ist richtungslos körnig, doch sind schiefrige Partien nicht selten. Nach v. Andrian „haben wir ein Granitmassiv vor uns, dessen beide Ränder von schiefrigen Bildungen eingefast sind, in dessen Innern jedoch ebenfalls viele kleinere schiefrige Partien stecken“. Eine solche Einfassung von schiefrigen Bildungen läßt sich nun doch in zusammenhängender Form nicht nachweisen; es finden sich vielmehr die „Granitgneise“ regellos im Granitmassiv verteilt. Eine andere Behauptung v. Andrians bestätigte aber die mikroskopische Untersuchung, daß nämlich „Granit und Granitgneis absolut dieselben Gesteine sind, nur daß durch parallele Anordnung des Glimmers eine mehr oder weniger deutliche Schieferung eintrat“. Festzustellen, wie diese Schieferung zustande kam, war der mikroskopischen Untersuchung vorbehalten. Es ergab sich dabei, daß die Gneise nichts anderes sind als die Zertrümme-

rungs- und Zersetzungsprodukte der Granite. Mit anderen Worten: Aus den Graniten sind Gneise geworden durch Zertrümmerung der Bestandteile, durch Serizitisierung der Feldspate und durch lagenförmige Anordnung dieser neugebildeten Serizite. Am deutlichsten sieht man die Uebergänge von Granit zum Gneis im Donauprofil bei Theben. Aus den richtungslos körnigen Graniten der großen Steinbrüche kommt man stromaufwärts in schiefrige Bildungen. Die Schieferung ist verschieden vollkommen. Noch deutlich körnige Partien mit kaum angedeuteter Parallelstruktur wechseln mit durchaus schiefrigen, bei welchen man keinen Granit mehr vermuten würde und zwischen beiden finden sich die schönsten Uebergänge. Die noch deutlich körnigen Varietäten unterscheiden sich nicht wesentlich von den am stärksten zersetzten Graniten, nur daß hier Zertrümmerung und Zersetzung noch weiter vorgeschritten ist. Der Quarz ist zu feinem Sande zerrieben, der Plagioklas fast ganz in Serizit umgewandelt. Im folgenden Stadium entstehen Gesteine, welche von grünlichen Fasern durchzogen sind, die sich um größere Mikroklinreste herumschmiegen. Diese Fasern werden bei fortschreitender Zertrümmerung immer häufiger. In Dünnschliff sieht man sie als Serizitschnüre das Gestein parallel durchziehen und so eine vollkommene Schieferung hervorbringen. Vom Plagioklas ist dann kaum noch eine Spur zu sehen, der Biotit ist fast vollständig ausgebleicht.

Dieselbe Beschaffenheit zeigen alle „Granitgneise“, welche bis jetzt aus den kleinen Karpathen beschrieben wurden. Die Unterschiede, welche man beobachten kann, beruhen auf höherem oder geringerem Grade der Zersetzung. Zwei Vorkommnisse aber sind von besonderem Interesse, weil sie die Abhängigkeit der Gneisbildung von Störungslinien im Gebirge deutlich dartun. Das eine hängt mit einer fast horizontal gerichteten Bewegung im Gebirge zusammen, das andere mit einer vertikalen. In beiden Fällen tritt im richtungslos körnigen Granit eine Gneispartie von 50 bis 70 cm Mächtigkeit auf, geschiefert parallel der Störungslinie. Dieser Gneis ist vollständig zertrümmert, fast alle Bestandteile zu Sand zermahlen und vollständig geschiefert. Nur die frischen Muskovite

und Erzausscheidungen an Stelle der ursprünglichen Biotite erinnern noch an den Granit. Außerdem kann man makroskopisch die Uebergänge in den richtungslos körnigen Granit beobachten. Ist der „Granitgneis“ nun in dieser Weise entstanden, so verliert er seine geologisch-stratigraphische Bedeutung und besser wäre es, er würde von der geologischen Karte verschwinden.

Pegmatite treten im Karpathengranit in außergewöhnlicher Menge und Mächtigkeit auf. Einzelne Gänge erreichen eine Mächtigkeit bis zu 2 m. Aplitgänge sind viel seltener und immer nur wenig mächtig. Der Plagioklas ist in beiden entweder reiner Albit oder Albitoligoklas mit höchstens 10% An.

Von den basischen Ausscheidungen sind die schon durch Kornhuber beschriebenen Quarzdiorite bei Preßburg von einiger Bedeutung. Man muß sie wohl mit v. Andrian als „gleichzeitige Massenausscheidung“ auffassen. Sie führen Hornblende und Biotit und nicht selten Orthit als, wie es scheint, primären Bestandteil.

Die Schieferhülle des Granites ist nur am westlichen Rande erhalten. Ihr Verhältnis zum Granit liegt sehr deutlich in der Nähe von Kaltenbrunn zutage. In tiefen Schluchten, westlich vom Orte, sieht man unter der Lößbedeckung Glimmerschiefer hervorschauen, mit zahlreichen Quarzgängen, welche zum Teil muskovitführend sind. Diese Quarzgänge gehen ganz in der Nähe der Kirche in Pegmatitgänge über, welche anhalten bis zum Granit, etwa 300 m weit. Diese Pegmatite entsprechen ganz den aus dem Granit beschriebenen, stellen also deren letzte Ausläufer dar. Die Glimmerschiefer enthalten sowohl Biotit als Muskovit und sehr viel Granat und Staurolith, seltener Turmalin. Dieselben Verhältnisse — Glimmerschiefer mit Pegmatitgängen — findet man jenseits der Tertiärbucht bei Blumenau. Dort wurde auch ein Pegmatitgang von 10 m Mächtigkeit beobachtet. Noch weiter nach Norden treten neben den Pegmatiten sehr viele Quarzgänge auf. Der unmittelbare Kontakt der Schiefer mit Granit ist am Eisenbründl in einem Steinbruche aufgeschlossen. Der Schiefer, welcher unter den Granit einfällt, wird auch hier von zahlreichen Gängen von Granit

und Pegmatit durchzogen. Unmittelbar an der Grenze sind Granit oder Pegmatit und Schiefer ganz durcheinander gemischt. Schollen des Schiefers stecken im Granit und wiederum durchdringt dieser den Schiefer und sendet Pegmatitgänge in ihn hinein. Diese Vermischung zeigt sich auch im Dünnschliffe; der Schiefer hat Bestandteile des Granites, vor allem den Plagioklas, aufgenommen, so daß nun ein echter „Gneis“ sich gebildet hat.

Im Süden kommt der Schiefer in dem bekannten Profil des Thebener Schloßberges wieder zum Vorschein. Am südöstlichen Rande des Profils muß man das Gestein noch als Glimmerschiefer bezeichnen, aber die Metamorphose ist viel geringfügiger als im Glimmerschiefer bei Kaltenbrunn. Granat und Staurolith fehlen, der Biotit ist viel schlechter entwickelt, stark serizitisierte Feldspatbruchstücke erscheinen als letzte Reste des ursprünglich klastischen Materials. Noch mehr tritt dieses klastische Material in den nach Nordwest folgenden Phylliten in den Vordergrund. Diese Phyllite sind reich an Quarzadern, welche die Fältelung des Gesteins mitmachen und gerade hier von besonderer Bedeutung sind, weil sie es ermöglichen, das Fallen des Sedimentes zu ermitteln. Senkrecht oder spitzwinklig zur Schichtung und den Quarzadern durchzieht nämlich den Phyllit ein System von zahlreichen, engescharten Klüften, welche den Eindruck einer transversalen Schieferung hervorrufen. Ihre sekundäre Entstehung gibt sich im Dünnschliffe dadurch deutlich zu erkennen, daß die Quarzadern an den Klüften durchgerissen und verschoben sind und dabei kataklastisch wurden. Eine Folge der transversalen Schieferung ist die Absonderung des Gesteins nach den Klüften und nicht nach den Schichtflächen, und ohne makroskopische Untersuchung wird man leicht Schichtung und Absonderung verwechseln. In diesen Fehler sind in der Tat bis jetzt die Geologen verfallen und haben dadurch das Profil komplizierter gemacht, als es in Wirklichkeit ist.

Am rechten Donauufer findet man am Braunsberge und am Hainburger Schloßberge nicht die Phyllite, sondern die höher metamorphosierten Glimmerschiefer. An letzterem Fundorte erreichen diese wieder denselben Grad der

Umwandlung wie bei Kaltenbrunn und es treten sowohl Granat als Staurolith auf. Es liegt nahe, diese Erscheinung auf eine Annäherung des Granites zurückzuführen. Zwar ist gerade am Hainburger Schloßberge das Gebirge abgetragen und alles mit Donaualluvionen bedeckt. Aber die Verhältnisse weiter nach Süden weisen unbedingt darauf hin, daß die Granitgrenze mit dem allgemeinen Streichen des Gebirges einen spitzen Winkel bildet und so ganz nahe an den Hainburger Schloßberg heranrückt. Damit stimmt nun ausgezeichnet der Fund eines Hornfelses am Ostabhange des Hainburger Schloßberges in unmittelbarer Verbindung mit dem hochmetamorphosierten Glimmerschiefer. Es ist ein echter Kalksilikathornfels, aus Diopsid und Klinozoisit bestehend, mit ausgesprochener Pflaster- und Siebstruktur. Es dürfte ein metamorphosierter dolomitischer Mergel sein. Ueber ihm liegt ein Grünschiefer, welcher wohl von einem basischen Eruptivgestein (Diabas?) herrühren dürfte.

Die Liaskalke, die in unmittelbarer Nähe des Hornfelses lagern, sind außergewöhnlich stark metamorphosiert. Zum Teil sind es echte Marmore, während die gleichaltrigen Kalke am Thebener Schloßberge nur Spuren einer Umwandlung erkennen lassen, was wiederum durch die Annäherung des Granites sich ungezwungen erklärt.

Aus alledem ergibt sich nun: 1. Der Granit ist jünger als die Schiefer und verhält sich zu diesen intrusiv. Die vielen Pegmatitgänge im Schiefer in der Nähe der Granitgrenze beweisen das zur Genüge.

2. Die Schiefer wurden durch Kontaktmetamorphose umgewandelt, denn in der Nähe des Granites ist die Metamorphose am stärksten, in größerer Entfernung treten Gesteine auf, welche noch deutlich die klastische Struktur erkennen lassen. Die Entfernung des Granites von den noch umgewandelten Gesteinen ist nicht so groß, daß daraus ernste Schwierigkeiten erwachsen könnten. Die äußersten Phyllite entfernen sich höchstens $1\frac{1}{2}$ km von der oberflächlichen Granitgrenze. In mehr direkter Weise spricht für die Kontaktmetamorphose der Hornfels am Hainburger Schloßberge.

3. Die umgewandelten Schiefer scheinen der „erzführenden Serie“ der Karpathen anzugehören, sind also wahrscheinlich devonisch. Daraus ergäbe sich dann eine postdevonische Intrusion des Granites. Für die Grenze nach oben schien bis jetzt festzustehen, daß die Intrusion präpermisch sei: a) weil die Granite der Hohen Tatra sicher präpermisch sind, b) weil Beck ein „Grundkonglomerat“ fand, in welchem „Fragmente des kristallinen Urgebirges, namentlich der Phyllite“ auftreten. Trotz alledem scheint nach den vorliegenden Untersuchungen ein postliassisches Alter des Granites sehr wahrscheinlich zu sein. Die hohe Metamorphose der Liaskalke am Hainburger Schloßberge, verglichen mit der kaum bemerkbaren Umwandlung derselben Kalke am Thebener Schloßberge, würde dann leicht erklärlich sein, weil der Granit hier viel weiter entfernt ist wie dort. Die Unterschiede, wie die ganze Metamorphose, auf dynamische Prozesse zurückzuführen, dürfte hingegen den größten Schwierigkeiten begegnen. Dem ersten der eben angeführten Beweise für ein präpermisches Alter könnte man gegenüberstellen, daß es ja gar nicht bewiesen ist, daß Tatrgranit und Granit der Kleinen Karpathen gleichaltrig sind. Im Gegenteil spricht der große Unterschied beider Granite für verschiedenes Alter. Ernstere Schwierigkeiten könnte das erwähnte „Grundkonglomerat“ bereiten. Leider sind die von Beck gesammelten Stücke verloren gegangen und so konnte eine mikroskopische Untersuchung nicht vorgenommen werden. Wie viele Irrtümer aber bei bloß makroskopischer Bestimmung begangen werden können, das weiß ein jeder Petrograph zur Genüge, das zeigten auch Dünnschliffe eines anderen Vorkommnisses aus den Kleinen Karpathen. Was da makroskopisch als Phyllit bestimmt wurde, war in Wirklichkeit ein basisches Eruptivgestein.

Um den Anschluß der kristallinen Kleinen Karpathen an die Zentralalpen näher festzustellen, wurden Leitha- und Rosaliengebirge und Wechsel an verschiedenen Stellen durchquert, um durch charakteristische Profile Aufschluß über den Bau dieser Gebirge zu erlangen. Es stellte sich dabei zunächst heraus, daß die bisherigen,

rein stratigraphischen Auffassungen jener Gebiete einer gründlichen Korrektur bedürfen. Man hatte die „Gneisformation“ in drei Stufen geteilt, u. zw. von unten nach oben: Hornblendegneis, schieferige Bildungen, Zweiglimmergneis. Der „Hornblendegneis“ ist ein echter Amphibolith, welcher aus Diabas hervorgegangen ist, wie die Uebergänge vom echten Diabas mit deutlich erhaltener ophitischer Struktur zum Amphibolit beweisen. Der „Zweiglimmergneis“ ist zum großen Teile ein typischer Zweiglimmergranit, meist mit richtungslos körniger Struktur, zum Teil ein Albitgneis, d. h. ein umgewandeltes Sedimentgestein, das aber wahrscheinlich granitisches Material aufgenommen hat. Die schieferigen Bildungen sind umgewandelte Tonschiefer, teils zu Albitgneis, teils zu Glimmerschiefer geworden. Diese Metamorphose wurde, ebenso wie die der Diabase, durch den Granit bewirkt, wie zahlreiche Pegmatit- und Aplitgänge in Schiefen und Amphibolithen zeigen.

Es liegt also kein Gebirge der Gneisformation vor. Es wurde vielmehr ein vorwiegend aus Tonschiefern mit Diabaslagern bestehendes Gebirge von einem Granitlakkolithen durchbrochen und kontaktmetamorph umgewandelt. Vielleicht stellt das ganze Gebirge die metamorphe Fazies des Grazer Paläozoikums dar, worüber allerdings noch genauere Untersuchungen vorgenommen werden müßten. Das Alter des Granites scheint auch hier ein junges zu sein, da man am Semmering metamorphosierte Kössener Schichten kennt.

Damit ist nun schon die große Aehnlichkeit zwischen diesen letzten Ausläufern der Zentralalpen und den Kleinen Karpathen dargelegt. Sie erstreckt sich aber auch auf Einzelheiten. Die Granite zeigen im Wechsel die Erscheinung der Piezokristallisation, aber nur so weit, daß die Plagioklase scharf umgrenzte Muskovitblättchen in großer Menge enthalten, während die übrigen Mineraleinschlüsse, wie sie z. B. in den Hohen Tauern vorkommen, gänzlich fehlen. Dasselbe zeigt sich in den geschieferten Graniten des Leithagebirges, doch werden die Einschlüsse schon weniger häufig. In den Kleinen Karpathen

endlich sind solche Einschlüsse zwar vorhanden, aber recht selten. Die Amphibolithe des Rösaliengebirges kommen, in allerdings verringerter Mächtigkeit, im Leithagebirge wieder vor, auch hier mit Pegmatitgängen durchzogen, und haben wohl in den Kleinen Karpathen in den Grünschiefern ihre Fortsetzung. Der Porphyroid, wie er im Profil des Thebener Schloßberges den Phylliten eingelagert ist, findet sein Aequivalent in den „Quarziten“ des Semmerings und des Sonnewendsteines; das sind nämlich zum großen Teile Quarzporphyre, Porphyroide und Serizit-schiefer. Endlich findet sich eine auffallende Aehnlichkeit in den Quarziten und Kalken, welche, vom Semmering ausgehend, am Rande des Rösaliengebirges sich hinziehen, dann am Rande des Leithagebirges sich wiederfinden und zuletzt in den Permquarziten und Liaskalken der Karpathen von neuem aus der Ebene auftauchen. Alles dieses weist unbedingt auf einen einstigen Zusammenhang der Zentralalpen mit den Karpathen hin.“

In der hierauf folgenden Diskussion bemerkt Dr. H. Vettters, daß ganz die gleichen grünlichgrauen, nachträglich geschieferten Arkosen, wie sie im Perm der Kleinen Karpathen auftreten, auch an zahlreichen Punkten des Leithagebirges zu finden sind. Leider sind die Aufschlüsse daselbst nicht günstig genug, um über das Lagerungsverhältnis schon etwas sagen zu können.

Was das Alter des Granites der Kleinen Karpathen anbelangt, scheine es jedoch noch bedenklich, die Gesamtheit desselben für so jugendlich — nachjurassisch — zu halten und ihm ein anderes Alter als dem Tatragranit zuzuschreiben. Der Aufschluß bei Hainburg sei doch nicht so überzeugend, der Kontakt mit dem Granit selbst sei hier nicht zu beobachten und es wäre noch zu erwägen, ob der Granit oder ein Gestein, aus dem der Grünschiefer hervorging, tatsächlich den Kontakt verursachte. Dieselbe Frage wäre auch für die anderen, weiter im Norden vorkommenden, metamorphen Kalke (Marmore) erst noch zu prüfen, ein Teil der für Lias angesprochenen Kalke könnte vielleicht aus der kristallinen Serie selbst stammen. Man finde am Nordrande des Grundgebirges vielfach Liasjurakalke und Mergel ohne Kontaktmetamorphose.