

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE LA FINLANDE

N:o 6

ÜBER EINE ARCHÄISCHE SEDIMENTFORMATION
IM SÜDWESTLICHEN FINLAND

UND IHRE BEDEUTUNG

FÜR DIE ERKLÄRUNG DER ENTSTEHUNGSWEISE
DES GRUNDGEBIRGES

VON

J. J. SEDERHOLM

MIT 2 KARTEN, 5 TAFELN UND 97 FIGUREN IM TEXT

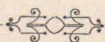
HELSINGFORS

Février 1899

ÜBER EINE
ARCHÄISCHE SEDIMENTFORMATION
IM SÜDWESTLICHEN FINLAND
UND IHRE BEDEUTUNG
FÜR DIE ERKLÄRUNG DER ENTSTEHUNGSWEISE
DES GRUNDGEBIRGES

VON

J. J. SEDERHOLM



HELSINGFORS 1897

KUOPIO 1897.

O. W. BACKMANS BUCHDRUCKEREI.

Inhaltverzeichniss.

	Seite.
Actualismus beim Studium des Grundgebirges (Citat)	3
EINLEITUNG	5
ÜBERSICHT DER VERBREITUNG DER HIER GESCHILDERTEN SCHIEFER	9
DIE CONGLOMERATSCHIEFER	13
Die Conglomeratschiefer der Tammerfors-Gegend.	
Beobachtungen im Felde	14
Petrologische Beschreibung des Gesteins.	
Beschaffenheit der Gerölle.	
Quarzdiorit	25
Gleichkörniger Granit und Syenit	24
Grobkörniger Granit (Syenit)	31
Feinkörnige bis dichte Porphyrite	34
Porphyritoide	42
Phyllit	43
Quarzit	44
Ursprüngliche Formen der Gerölle	44
Deformationen der Gerölle	46
Grösse der Gerölle	48
Relative Menge der als Gerölle vorkommenden Gesteine	49
Lage der Gerölle im Gestein	49
Beschaffenheit des Cämentes	49
Übrige Vorkommnisse ähnlicher Conglomeratschiefer	53
Gneissartige Conglomeratschiefer (Conglomerat- Gneisse) von Suodeniemi	55
Beschaffenheit der Gerölle.	
Quarzit und Glimmerschiefer	57
»Lavialit«	58
Andere porphyritoidische Gesteine	60
Hornblendegneissartige Gesteine	61
Beschaffenheit des Cämentes	62
PORPHYRITE UND PORPHYRITOIDE	64
Uralitporphyrite	64
Orthoklasreiche Porphyrite	67
Plagioklasreicher Glimmerporphyrit	69
Porphyritoide	70

	Seite
PHYLLITE, LEPTITE UND GLIMMERSCHIEFER	81
Schwach veränderte Phyllite der Näsijärviufer	82
Übergänge in Glimmerschiefer	93
Leptite	97
Durch die Umwandlung von Sandsteinen entstan- dene Glimmer- und Hornblendeschiefer	101
DER JÜNGERE GRANIT UND SEINE BEZIEHUNGEN ZU DEN SCHIEFERN. DURCH CONTACT-, INJECTIONS- UND DIGES- TIONSMETAMORPHOSE VERÄNDERTE SCHIEFER	105
Porphyrtiger Granit	105
Gleichkörnige Granite	109
Beziehungen zu den Schiefern	117
Endogene Contactzonen im Granit an der Grenze des Tammer- forsgebietes	117
Durch Contacteinwirkung veränderte Schiefer von Orivesi und Längelmäki («Schiefer von Västilä»).	120
Mischungszonen an dem Contacte zwischen Granit und Porphy- ritoid. »Digestionsmetamorphosirte» Einschlüsse	125
Durch Granitjection umgewandelte Schiefer («Adergneisse»)	133
DIE GESTEINE DES LIEGENDEN UND IHRE BEZIEHUNGEN ZU DEN SCHIEFERN	140
Petrologische Beschaffenheit der Gesteine des Lie- genden	140
Gleichkörnige Granite	140
Diorite, Gabbrodiorite und Peridotite	144
Porphyrtiger Granit	148
Glimmerschiefer und Lavalit	151
Contacte der Schiefer mit den älteren Graniten. Übergänge in Adergneisse	155
Contactverhältnisse zwischen den Tammerforschie- fern und den Gesteinen der liegenden Gneiss- formation	163
Beziehungen der Schiefer zu dem älteren, grauen Granit und den damit verbundenen Dioriten	164
Beziehungen der Schiefer zu dem grauen porphyrtigen Granit	170
Beziehungen der Tammerforschiefer zu den älteren Schiefern	186
STRATIGRAPHIE DER GESCHILDERTEN LAGERFOLGE. ALTERS- BEZIEHUNGEN ZU ANDEREN ARCHÄISCHEN SEDIMENT-	

	Seite
FORMATIONEN. EINTEILUNG DES ÄLTEREN GRUNDGEBIRGES IN FINLAND UND SCHWEDEN	199
BEWEISE FÜR DAS PRÄCAMBRISCHE ALTER DER BOTTNISCHEN SEDIMENTFORMATIONEN. ÜBERSICHT DER JÜNGEREN PRÄCAMBRISCHEN GEOLOGIE DES SÜDLICHEN FINLANDS	217
ZUSAMMENFASSUNG DER RESULTATE. ÜBER DIE ENTSTEHUNGSWEISE DES ÄLTESTEN GRUNDGEBIRGES	234

„They [many British geologists] were followers of Lyell, and were unwilling to call in the aid of hypothetical causes, if known agencies were sufficient. With Hutton they held that down to the base of the fossiliferous systems there were few or no indications of our nearing a beginning to the present order of things. As followers of Darwin they believed in the gradual evolution of lifetypes; and arguing from the fact that the main groups of the invertebrata were in existence in Cambrian times, they inferred that the condition during which life was possible must have obtained during a pre-Cambrian period far longer than that covered by those post-Cambrian systems already recognised and named. Hence they expected that future research would demonstrate the existence of many Archaean systems, but of the same general characters as those of the post-Archaean rocks, their original characters having been merely locally masked by subsequent metamorphism or alteration.“

Prof. CHARLES LAPWORTH, *Congrès géologique international, Compte rendu de la 4:me Session, Londres 1888. P. 216.*

Einleitung.

»The progress of geology is downward«, lautet ein englischer Ausspruch und nirgends hat dieser Satz mehr Geltung, als eben auf dem Gebiete der präcambrischen Geologie.

Während der letzten Zeiten hat unsere Kenntnis derjenigen Sedimentformationen, welche dem Cambrium unmittelbar unterlagern, grosse Fortschritte gemacht. Den nordamerikanischen Geologen, unter ihnen besonders Irving, dem gar zu früh hingeshiedenen Meister der präcambrischen Stratigraphie, und seinem unermüdlichen Mitarbeiter und Nachfolger Van Hise, verdanken wir eine Reihe wichtiger Mitteilungen, welche auf diese Bildungen ein unerwartetes Licht geworfen haben. Diese Arbeiten haben uns mit mächtigen Sedimentformationen von präcambrischem (d. h. prae-Olenellus) Alter bekannt gemacht, von denen einzelne noch fast in horizontaler Lage verharren und völlig klastisch sind (Keweenawan) andere dagegen mehr oder weniger starke Faltungen erlitten haben und in demselben Maasse krystallin umgewandelt worden sind (Upper und Lower Huronian). Auch in den letzteren trat die ursprüngliche Beschaffenheit deutlich genug hervor, um erkennen zu lassen, dass sie einmal als echte Sande, Tone oder anderwärtige klastische Sedimente auf dem Boden eines Meeres abgelagert worden sind.

In Grossbritannien hat die Forschung zu ähnlichen Ergebnissen geführt, obgleich die präcambrischen Gesteine hier nicht so mannigfach wie in Amerika sind und ihre ursprüngliche Beschaffenheit und ihre Beziehungen zu einander auch teilweise durch paläozoische Faltungen verhüllt worden sind. In Schottland und Irland unterscheidet Sir Archibald Geikie zwei Abteilungen präcambrischer Gesteine, von denen die obere nur klastische Gesteine, hauptsächlich Sandsteine, umfasst.¹

Auch in Finland und Schweden kennt man an mehreren Orten horizontal liegende Abteilungen völlig klastischer Sedimente, deren prä-

¹ Journal of Geology, 1893, S. 1.

cambrisches Alter sicher oder überaus wahrscheinlich zu Tage tritt. Es giebt dort weiter eine Reihe relativ noch älterer, hauptsächlich aus Quarziten bestehender Sedimentformationen, welche mit den amerikanischen Hurongebilden grosse Analogie zeigen, indem sie wie diese schon in präcambrischer Zeit mehr oder weniger stark gefaltet und krystallin umgewandelt worden sind, dennoch aber deutlich einen ursprünglich klastischen Charakter erkennen lassen.

Die grosse Kluft, welche, wie man früher öfters annahm, zwischen dem Cambrium und dem archaischen Grundgebirge lag, ist somit schon zum Teil ausgefüllt worden. Es kann gegenwärtig als bewiesen angesehen werden, dass während unermesslicher Zeiträume vor der Zeit der s. g. Olenellusfauna die Verhältnisse auf der Erdoberfläche derart waren, dass Sedimente dort durch dieselben langsamen Prozesse wie später gebildet wurden und dass Organismen da existiren konnten und auch zweifelsohne existirten, obgleich ihre Leichname später bis auf kümmerliche Überreste zerstört worden sind.

Dennoch steht die stratigraphische Forschung hier wieder vor neuen Fragen, oder richtiger vor Fragen, deren Lösung sich jetzt noch dringender wie früher geltend macht. Jetzt ist die Reihenfolge an das ältere, völlig krystallinische Grundgebirge gekommen, welches sowohl in Nordamerika wie in Nordeuropa diesen klastischen oder halb-klastischen Sedimentformationen unterlagert. Sind wohl die Bodenconglomerate des Lower Huronians und die mit diesen ihrer geologischen Stellung nach analogen Bildungen von Nordeuropa etwa die ältesten Sedimente, welche auf der erstarrten Erdoberfläche zur Ablagerung gelangten, oder giebt es auch in den unterlagernden krystallinischen Complexen echte Sedimentgesteine, welche ungefähr von demselben Alter wie ihre Granite und Gneissgranite sind? Das ist eine Frage, welche noch ihrer Lösung harret, und welche nur durch eine eingehende Untersuchung des ältesten Grundgebirges beantwortet werden kann.

Van Hise hat den Versuch gemacht, diese Frage inbezug auf Nordamerika durch eine eingehende Prüfung des jetzt vorliegenden Beobachtungsmateriales zu beantworten.¹ Er neigt der Ansicht zu, dass der prähuronische »Basement Complex« der Gegend von Lake Superior *wahrscheinlich nur eruptive, beziehungsweise plutonische Gesteine umfasse.*

In Schottland war man auch bis vor kurzem der Ansicht, dass der älteste Complex, die s. g. Lewisische Gneissformation, wahrschein-

¹ C. R. Van Hise, Archean and Algonkian. Bull. U. S. Geol. Survey N:o 86.

lich rein eruptiver Herkunft war. Dennoch ist es bemerkenswert, dass Sir Archibald Geikie auch hier das Vorkommen von Gesteinen angekündigt hat, deren sedimentäre Entstehung wahrscheinlich erscheint und die dennoch mit der Lewisischen Gneissformation unauflöslich verbunden sind.¹

Die krystallinischen Complexe des continentalen Europas sind zum Teil von sehr jungem oder auch umstrittenem Alter und die Frage von der Entstehungsweise des archaischen krystallinischen Complexes lässt sich somit hier hauptsächlich aus rein petrologischem Gesichtspunkte behandeln. Die Ansichten der leitenden kontinentalen Petrologen über diesen Gegenstand gehen auch sehr weit auseinander. Unter denjenigen, welche eine Entstehung des ältesten Grundgebirges durch »actuelle Ursachen« für möglich halten, steht Rosenbusch obenan. Wie weit die in der folgenden Arbeit entwickelten Ansichten mit den von ihm vertretenen sowie mit denen Michel Lévy's und J. Lehmanns übereinstimmen, wird der Leser leicht selbst finden.

Der krystalline Complex Nord-Europas ist derjenige, welcher dem nordamerikanischen an Grösse am nächsten kommt. Berücksichtigt man nur die genauer untersuchten Teile beider, so dürften diese sogar einander so ziemlich aufwägen. Aber was wichtiger ist, sie zeigen auch in ihrer Zusammensetzung und Gliederung so weitgehende Analogien, dass jedes bei ihrer Untersuchung gewonnene Resultat für die allgemeine Geologie gewissermassen dieselbe Bedeutung hat, falls es hier oder dort erreicht wird.

In diesem nordeuropäischen krystallinen Complex sind nun Gesteine keine Seltenheit, welche, obwohl sie durchaus den Habitus krystallinischer Schiefer besitzen und zweifelsohne integrierende Teile des ältesten Grundgebirges bilden, dennoch alle Anzeichen einer sedimentären Entstehung zeigen.

So sind von schwedischen Geologen conglomeratische Bildungen, welche dem alten Urgebirge angehören, mehrmals geschildert worden. Dr. Törnebohm, der schon im Jahre 1870 echte Urgebirgsconglomerate, sowie Quarzite mit Wellenfurchen und discordanter Schichtung beschrieb², zählt in einem neulich erschienenen Aufsätze alle die Angaben

¹ Sir Archibald Geikie, Text-book of Geology. S. 704.

² Beskrifning till kartbladet N:o 34, Åmål, s. 15.

Vergl. auch G. De Geer, Om ett konglomerat inom urberget vid Vestanå i Skåne. Geol. Fören. i Stockh. Förl. Bd. 8, S. 30.

auf, die sich auf die in Schweden vorkommenden sicher klastischen Urgebirgsgesteine beziehen.¹

In Finland kommen ähnliche Gesteine auch an mehreren Orten in unseren Schieferformationen vor, welche ebenso sicher wie die genannten schwedischen Gesteine dem ältesten Grundgebirge angehören, in dem sie mit seinen oft gneissartigen Graniten verwoben sind und auch in dem Streichen und dem überwiegend senkrechten Fallen der Schichten mit den Gesteinen der echten Gneissformationen übereinstimmen. Unter den Gesteinen dieser Schieferformationen kommen Phyllite sowie eigenthümliche grünliche, plagioklas- und amphibolreiche Schiefer am häufigsten vor, es fehlen aber auch keineswegs Bildungen, welche den Conglomeraten jüngerer Formationen überaus ähnlich sind. Allen diesen Gesteinen ist es aber gemeinsam, dass sie durchaus den Habitus echter krystallinischer Schiefer zeigen.

Nirgends sind bis jetzt diese krystallinen mutmaasslichen Sedimentformationen einer eingehenden petrologischen Untersuchung unterworfen worden, obgleich eine solche eben bei dem jetzigen Stadium der Entwicklung der wissenschaftlichen Ansichten und Forschungsmethoden als eine dankbare Aufgabe erscheinen muss.

In den letzten Jahren hatte ich Gelegenheit, mich mit einer solchen archaischen Schieferformation des südwestlichen Finlands eingehend vertraut zu machen. Ich fand bei diesem Studium, dass sich hier eine selten günstige Gelegenheit darbot, um die ursprünglichen Entstehungsbedingungen dieser Schiefer kennen zu lernen und dadurch einen Beitrag zur Lösung der oben aufgestellten Frage zu liefern.

Die Gesteine dieser s. g. tavastländischen Schieferformation, welche die Gegend zu beiden Seiten der Stadt Tammerfors in O.-W. Richtung durchstreicht, sind schon seit älteren Zeiten bekannt gewesen. F. J. Wiik ist jedoch der erste, welcher Teile derselben einer wissenschaftlichen Behandlung unterzogen hat.² V. L. Åkerblom hat auch Beobachtungen über einzelne Gegenden mitgeteilt³, und Hj. Gylling machte hier langjährige Untersuchungen, deren Resultate aber infolge seines unerwarteten Todes niemals an die Öffentlichkeit gelangten.

Während der Jahre 1890—94 wurde die Gegend, welche diese

¹ A. E. Törnebohm, Om användandet af termerna arkeisk och algonkisk på skandinaviska förhållanden. Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 18. S. 285 ff.

² F. J. Wiik, Om skifferformationen i Tavastehus län. F. Vet. Soc. Bidrag. 21 h. H:fors 1874.

Id. Öfversigt af Finlands geologiska förhållanden. Ak. afh. 1876.

³ V. L. Åkerblom, Bidrag till Tammerforstraktens geognosi. F. Vet. Soc. Bidrag. 20 h.

Formationen durchstreichen, von mir geologisch aufgenommen. Das bei diesen Feldarbeiten gesammelte Material wurde dann während der Wintersemester einer genauen petrologischen Untersuchung unterzogen. In einer früheren Arbeit habe ich auch schon die während der vier ersten Jahre gewonnenen Resultate vorläufig mitgeteilt.¹ In dem Sommer 1895 nahm ich endlich einige vorher von mir nicht genauer studirte Gebiete von neuem auf und durchstriefte nochmals fast die ganze Gegend, deren wichtigste Aufschlüsse ich schon vorher wiederholt besucht hatte.

In der Zukunft hoffe ich die jetzt gegebene Darstellung durch weitere Mitteilungen komplettiren zu können.

Zunächst gilt es nun zu beweisen, dass die Gesteine der betreffenden Schieferformationen, welche jetzt sehr typische krystalline Schiefer sind

1:0 ursprünglich echte normale Wasser- und Luftsedimente mit eingelagerten Ergussgesteinen waren und

2:0 einem sehr alt präcambrischen Grundgebirgscomplexe gehören, welcher eine ähnliche Stellung einnimmt, wie das archaische (prä-huronische) Grundgebirge von Nordamerika.

Übersicht der Verbreitung der hier geschilderten Schiefer.

Wie aus den Karten ersichtlich, bilden die Schiefergebiete der Gegend von Tammerfors eine Anzahl langgezogener Zonen, welche, zuweilen unterbrochen, sich in einer zum Teil doppelten Kette von dem Ufer des grossen Päijänne-Sees bis an die Nähe des Bottnischen Meerbusens erstrecken.

Von diesen Zonen zieht sich die längste und in allen Beziehungen bedeutendste vom Päijänne bis zur Gegend westlich vom Näsijärvi-See, wo sie schroff abbricht. Sie mag hier das *Tammerfors-Päijänne-gebiet*, kurzweg auch Tammerfors-gebiet, genannt werden.

Kleinere Gebiete findet man in der Gegend der Kirche Viljakkala (*Viljakkala-gebiet*), am Südende und bei Heittola am Nordende des Kyrösjärvi-Sees (*Heittola-gebiet*).

¹ Om bärggrunden i Södra Finland. Fennia 8, N:o 3. 1893. Wie aus dem folgenden hervorgeht, habe ich die in dieser Arbeit ausgesprochenen Ansichten in mehreren Einzelheiten verändern müssen.

Ein langgezogenes, mit mehreren verzweigten Ausläufern versehenes Gebiet findet man wieder in Kankaanpää (*Kankaanpää-gebiet*).

Vom südlichen Kankaanpää zieht sich nach Süden eine Kette ähnlicher langgezogener Schieferzonen. Die erste, welche sich von dem genannten Kirchspiel in das Kirchspiel Lavia erstreckt, mag hier das *Nord-Laviagebiet* genannt werden. Es hat eine Fortsetzung in dem *Suoeniemigebiet*, welches sich von der Kirche Lavia bis zur Gegend S. vom See Mouhijärvi erstreckt.

Endlich trifft man in Suoniemi ein Schiefergebiet an (*Suoeniemigebiet*), welches ein Verbindungsglied zwischen dem letztgenannten und dem grossen Tammerforsgebiet bildet. Von diesem erstreckt sich im S.W. ein eckenartig hervorspringender Ausläufer ihm entgegen.

Endlich kommen ähnliche Schiefer auch nördlich von den Kirchen Orivesi und Längelmäki sowie in der Gegend der Kirche Jämsä vor, welche von dem hier herrschenden Granit allseitig umgeben werden und die ihrer Beschaffenheit nach von den in den übrigen Gebieten vorkommenden etwas verschieden sind.

Übrigens zeigen die Gesteine aller dieser Schieferzonen sowohl was den allgemeinen petrologischen Charakter angeht, wie bis in ihre feinsten Einzelheiten grosse Übereinstimmung. Dieselben oft sehr charakteristischen Gesteinsvarietäten kommen in allen den verschiedenen Gebieten vor.

Die grösste Verbreitung besitzen dunkelgraue, biotitreiche, ausgeprägt schieferige *Phyllite*, welche oft einen deutlich geschichteten Bau zeigen und zuweilen noch einem Tonschiefer nahe stehen. Öfter gehen sie jedoch durch Gröberwerden des Kornes in *Glimmerschiefer* über, die aber meistens ziemlich feinkörnig sind. Nicht selten enthalten sie reichlich Feldspat und können dann sogar *gneissähnliche Glimmerschiefer* genannt werden.

Zusammen mit den Phylliten, zum Teil aber auch ihrem Auftreten nach von ihnen getrennt, kommen feinkörnige, hellrötliche oder weisse Gesteine vor, welche reichlich Feldspat- und Quarzkörner, spärlicher aber Glimmer und zwar vorwiegend Muscovit enthalten. In anstehendem Gesteine oder in grösseren Stücken erinnern sie oft sehr an einen Sandstein, weshalb ich sie früher als »Sandsteinschiefer« bezeichnet habe. Da nun aber die Mehrzahl dieser Gesteine in Handstücken den klastischen Charakter nicht eben so deutlich zeigen, sondern im Gegenteil sehr typische krystallinische Schiefer darstellen, wäre es besser, sie mit einem anderen Namen zu bezeichnen, welcher keine teoretische Annahme über ihre Herkunft enthält.

Die betreffenden Schiefer sind den schwedischen Gesteinen recht ähnlich, welche Törnebohm Granulite nennt, stehen aber doch den typischen Granuliten Sachsens ferner als diese schwedischen Gesteine. Da nun dazu kommt, dass der Name Granulit von Brögger nach dem Vorgange Lehmanns ausschliesslich für dynamometamorphosirte granitische Eruptivgesteine gebraucht wird, in Frankreich aber als Bezeichnung für gewisse feinkörnige Granite gilt, so könnte seine Anwendung als Bezeichnung für die betreffenden finländischen Gesteine, welche unzweifelhaft sedimentär sind, leicht Verwirrung anstiften.

Auch der Name Hällefintgneiss, welcher bei der geologischen Landesaufnahme Schwedens mit Vorliebe als Sammelname für alle feldspatreichen feinkörnigen Schiefer angewandt wird, scheint mir hier nicht zweckmässig und auch an und für sich wenig befriedigend. Kurz und meiner Ansicht nach viele Vorteile darbietend wäre der Name *Hälleschiefer* (hälleskiffer), durch welchen sowohl die Mineralbeschaffenheit wie die Struktur wenigstens angedeutet würden. Leider hat aber Hisinger anfangs dieses Jahrhunderts diesen Namen für das Gestein angewandt, welches später Urtonschiefer oder Phyllit genannt wurde, und die Anwendung dieses alten Namens ist von Nathorst wieder in Erinnerung gebracht worden.

Aus Mangel an anderen Namen werde ich hier die betreffenden Schiefer mit dem von Hummel eingeführten Namen *Leptit* bezeichnen¹ (aus *λεπτός* fein, woraus auch der französische Name leptynite gebildet worden ist), welcher kurz ist und einen guten Klang besitzt. Mit diesem Namen werden somit hier feinkörnige, feldspatreiche, meistens helle Schiefer sedimentärer Herkunft bezeichnet. Bei zunehmendem Glimmergehalt gehen sie in Phyllite, bei wachsendem Quarzgehalt in Quarzite über. Feinerwerden des Kornes nähert sie den s. g. sedimentären Hällefintn, welche in Schweden sehr verbreitet sind.

Ausserdem giebt es hier auch *Hornblendeschiefer* und Glimmerschiefer, welche ihrer Beschaffenheit und ihrem Auftreten nach den Leptiten nahe zu stehen scheinen.

Andere hornblendereiche Schiefer treten aber in Verbindung mit unzweifelhaften *Ergussgesteinen*, besonders *Uralitporphyriten* auf, und sind als ihre *Tuffe* anzusehen. Der Hornblendegemengteil dürfte in ihnen meistens Uralit sein, der auch zuweilen in Gestalt ausgebildeter Krystalle auftritt. Diese Gesteine verhalten sich zu den Porphyriten

¹ D. Hummel, Om Sveriges lagrade urberg, jemförda med sydvstra Europas. Bihang Sv. Vet. Akad. Handl. 1875. S. G. U. Afh. o. upps. N:o 15.

etwa derart, wie die Porphyroide zu den Quarzporphyren, und ich will sie daher *Porphyritoide* nennen. Ausser den typischen Porphyritoiden mit makroskopisch hervortretenden Uralit- oder Plagioklaskrystallen giebt es auch solche, die mit dem blossen Auge gesehen mehr den oben erwähnten Hornblendeschiefern ähneln. Einzelne von ihnen bestehen fast nur aus an einander gereihten Hornblendekörnern, in anderen treten wieder Bündel oder Kerben von Strahlstein auf. Da nun aber auch diese Varietäten sowohl geologisch wie in ihrem mikroskopischen Bestande mit den oben erwähnten Porphyritoiden auf das innigste verbunden sind, will ich sie mit diesen unter demselben Namen vereinigen.

Eine den Uralitporphyriten ähnliche Rolle spielen die *Porphyrite* mit hellrötlicher oder bräunlicher Grundmasse, die man hier und da in ganz kleinen Massen zwischen denselben dunklen Porphyritoiden eingeschaltet findet.

In allen den verschiedenen Gebieten treten endlich Gesteine auf, die man schon beim ersten Blick als *Conglomeratschiefer*, d. h. als Conglomerate mit krystallinisch-schieferigem Bindemittel, anerkennen muss.

Ausser diesen Haupttypen der in den betreffenden Gebieten vorkommenden Schiefer, findet man auch an den Grenzen gegen den sie durchdringenden Granit, andere stärker umgewandelte Gesteine, welche z. T. als *Gneisse (Adergneisse)* bezeichnet werden können, z. T. eine *dioritähnliche* Beschaffenheit zeigen, während wieder an anderen Orten an der Contactgrenze feldspatreiche Felsitschiefer auftreten.

Sind nun die verschiedenen Schiefergebiete schon durch den sehr gleichartigen petrologischen Charakter der in ihnen vorkommenden Gesteine, sowie durch ihre Nähe recht eng mit einander verbunden, so zeigt sich ihre genetische Einheit noch deutlicher durch ihre geotektonischen Verhältnisse.

Auf allen diesen Stellen stehen die Schichten fast durchweg *vertikal*. Abweichungen von dem Vertikalplane, die über 10° betragen, trifft man nur relativ selten. Nach den gewöhnlichen stratigraphischen Methoden können sie somit nicht von den umgebenden älteren krystallinischen Schiefergesteinen, deren Schichten ebenfalls senkrecht stehen, getrennt werden.

Wie aus den Karten hervorgeht, ist es für die Mehrzahl jener Schieferzonen gemeinsam, dass sie an den Grenzen zwischen einem grossen Gebiet von Granit und einem im Süden von demselben liegenden Complex liegen, in welchem *gneissartige Granite* und *Glimmergneisse* vorherrschen, aber auch stellenweise echte Schiefer (besonders *Glimmer-*

schiefer) vorkommen. Dieses Verhältnis ist jedoch nicht streng schematisch aufzufassen; an mehreren Stellen werden die Tammerforsschiefer auch an beiden Seiten von den Gesteinen der Gneissformation oder von dem Granit umgeben, und dieser schiebt sich auch oft zwischen die Fugen der Schiefer oder an deren südlichen Grenze hinein.

Überall zeigt es sich aber übereinstimmend, dass die betreffenden Schiefer von denjenigen Graniten, welche das grosse Gebiet bilden, gangförmig durchsetzt werden, während sie dagegen an der Berührung mit den Gesteinen der Gneissformation, auch der darin vorkommenden Granite, immer solche Contactverhältnisse zeigen, dass aus ihnen deutlich wird, dass sie jünger als diese ganze Gneissformation sind, welche einst ihr Liegendes bildete.

Da nun somit diese Schiefer, wie wir im weiteren ausführlicher begründen werden, ihrem Alter nach zwischen den älteren und jüngeren archaischen Graniten der Gegend liegen und wir hier keinen anderen Grund für die Zerlegung der hier vorkommenden Sedimentreihen in grössere Abteilungen besitzen, so sind sie wenigstens in dieser Beziehung als derselben geologischen Abteilung gehörig anzusehen.

Im einzelnen lässt sich aber eine Einteilung der jüngeren Abteilung, wie wir im folgenden finden werden, noch viel weiter durchführen. Wir werden jetzt zur petrologischen Beschreibung der verschiedenen in den Schiefergebieten vorkommenden Gesteine übergehen, und werden sie dabei in der Reihenfolge schildern, in welcher sie geeignet sind, auf die anfangs aufgestellte Frage Licht zu werfen. Ich beginne daher mit den conglomeratischen Bildungen.

Die Conglomeratschiefer.

Es dürften wohl nirgends in den bis jetzt beschriebenen Formationen krystallinischer Schiefer conglomeratische Bildungen in solcher Fülle und Mannigfaltigkeit vorkommen, wie unter den Schiefen der Tammerfors-Gegenden. Hier sind sie wieder eben in der Nähe der Stadt zu beiden Seiten des Sees Näsijärvi am schönsten entwickelt. Ich lege daher die dort vorkommenden Gesteine meiner Darstellung zu Grunde.

Die Conglomeratschiefer der Tammerfors-Gegend.

Beobachtungen im Felde.

Die erste Stelle, wo ich diese conglomeratischen Gesteine, welche im Jahre 1890 von mir entdeckt wurden¹, kennen lernte und wo sie in der Tat sehr schön zu beobachten sind, liegt 3 Kilometer im N. von der Kirche Ylöjärvi an der Nordseite des kleinen Sees *Veittijärvi*.



Fig. 1.
Die Conglomeratlager von Veittijärvi in
Ylöjärvi.

Fusspfad folgt, der vom Bauernhofe *Multisilta* nordwärts über die Anhöhe führt. Wenn man schon nahe an dem nördlichen Abhang ist, sieht man an der rechten Seite einige niedrige Felsen, welche zum grossen Teil von jeder Flechtenbedeckung entblösst liegen. Besonders in einem gegen Norden liegenden kleinen Felsen, welcher hinter dem von dem Pfade sichtbaren liegt, lässt sich das Aussehen des Gesteins ausserordentlich gut beobachten. Das von den Atmosphärien nur schwach angegriffene Gestein zeigt eine grünlich schwarze Hauptmasse, aus welcher die meisten Gerölle sich als ovale, scharf begrenzte weissliche Flecke abheben. Siehe Fig. 2, welches eine Partie abbildet, die auf dem höchsten Teil des Felsens zu sehen ist. In dem erwähnten, auf dem nördlichen Abhang liegenden kleinen Felsen ist die Wechsellagerung zwischen gerölleführenden Zonen und solchen, die allein aus dunklem Hornblendeschiefer bestehen, sehr schön zu beobachten (Vergl. Tafel III in meinem Aufsätze in *Fennia* 8, N:o 3²).

Die Kartenskizze in Fig. 1 zeigt die Situation der hier vorkommenden kleinen Felsen, welche ihrer Hauptmasse nach aus dunklem Phyllit bestehen, welcher stellenweise von hornblendeführenden oder porphyroidischen Varietäten vertreten wird. Durch die verschiedenen kleinen Felsen geht in W.N.W.-Richtung eine gerölleführende Zone, welche eine Breite von etwa 60 m besitzt. (Vergl. die Karte Fig. 3).

Die besten Aufschlüsse findet man, wenn man einem kleinen

¹ Hj. Gylling hat sie jedoch zweifelsohne bei seinen Forschungen in demselben Gebiet schon früher kennen gelernt, obgleich er nichts darüber veröffentlicht hat.

² Dieses Bild ist bei der Reproduktion umgekehrt worden.

Aus diesem Felsen und zwar aus dem obersten Teil der Anhöhe stammt ein guter Teil der Gerölle, die ich eingesammelt habe.



Fig. 2.

Oberfläche eines Conglomeratschieferfelsens bei Veittijärvi.
 $\frac{1}{5}$ der nat. Gr.

Da das Gestein an der Oberfläche durch die Einwirkung der Atmosphärlilien etwas aufgelockert ist, gelingt es leicht, die Gerölle daraus loszulösen.

Etwas weiter N.W. von dieser Stelle trifft man in einem dicht an der Landstrasse liegenden kleinen Felsen (b auf der Karte im Fig. 1) ein anderes Conglomeratlager von unbekannter Breite, welches dem vorigen parallel läuft.

Eine Fortsetzung des Conglomeratlagers von Veittijärvi kann man noch im Walde 3 Kilometer W.N.W. von diesen Stellen finden. Hier sind die Gerölle stark ausgewalzt und die Breite des Lagers wahrscheinlich durch Pressung vermindert worden.

Im O. vom Veittijärvi habe ich dagegen eine Fortsetzung der gerölleführenden Zone an der Westseite des Näsijärvi trotz wiederholten Suchens nicht finden können.

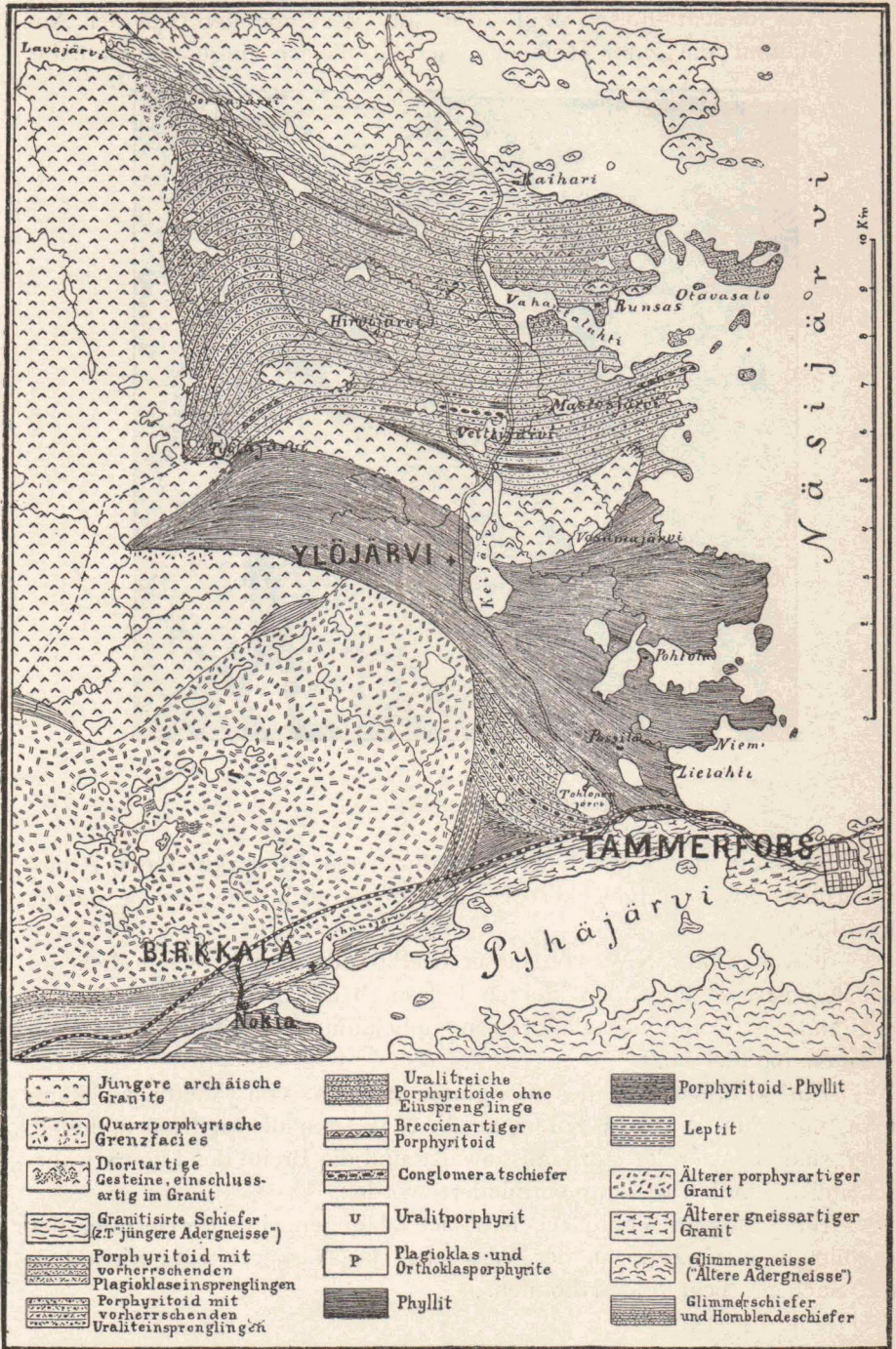


Fig. 3. Geologische Karte der Gegend W. vom Näsijärvi,

Hilf. Dir. F. J. J. J.

An der Ostseite dieses Sees trifft man dagegen auf vielen Stellen solche Conglomeratlagen an, welche sich hier fast noch besser wie am Veittijärvi beobachten lassen.

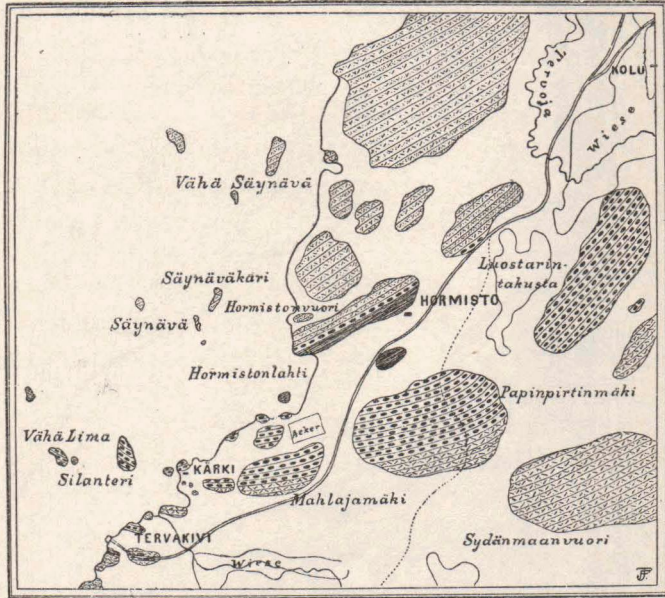


Fig. 5.

Kartenskizze der Gegend von Hormisto in Teisko. Maassstab = 1 : 30,000.

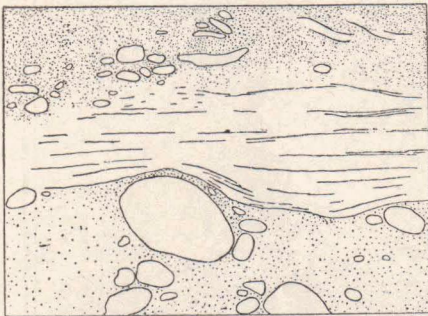


Fig. 6.

Conglomeratschiefer mit Einlagerung von Hornblendeschiefer. Insel Vähä-Lima in Teisko. Maassstab = 1 : 15.

meratschiefer, in Wechsellagerung mit einem grünschwarzen, hornblendereichen Schiefer besteht.

In der Nähe des kleinen Busens *Hormistonlahti* in Teisko liegen die besten Aufschlüsse dieses Gesteins, und wohl überhaupt einige der merkwürdigsten Localitäten in der ganzen Welt für diejenigen, welche sich für das Studium der ältesten krystallinischen Schiefer interessieren.

Will man gleich das schönste sehen, das hier geboten wird, so fährt man mit einem Boot nach der kleinen Insel Vähä-Lima, welche vollständig von Conglomeratschiefer, in Wechsellagerung mit einem grünschwarzen, hornblendereichen Schiefer besteht.

Tafel I zeigt das Aussehen eines moutonnirten Felsens am Nordufer der Insel, worin die Wechsellagerung zwischen den Schichten, welche die schön gerundeten Gerölle enthalten, und dem durchaus kristallinen Schiefer sehr deutlich zu sehen ist. Einige Gerölle liegen auch ganz vereinzelt in dem Schiefer, von dessen dunkler Masse auf jeder Seite umgeben. Fig. 6 zeigt eine andere Partie eines niedrigen, flachen Felsens an der Westseite der Insel, worin man eine Einlagerung von schwarzem hornblendereichen Schiefer sieht, dessen Schichtung durch dunklere Streifen deutlich hervorgehoben ist. An der Grenze zwischen dem gerölleführenden Teil und dieser Zwischenschicht liegt ein Geröll, um welches sich die dunklen Streifen in der Nähe desselben schön herumbiegen, während dagegen ihre Richtung entfernter davon ganz geradlinig verläuft. Man bekommt deutlich den Eindruck, dass das Geröll ursprünglich auf dem Boden des Meeres lag, in welchem später das Sediment abgelagert wurde, welches die zwischenlagernde Schicht bildet. Die Schichtung in derselben musste dann im Anfang noch einen Einfluss von der Unebenheit der Unterlage zeigen, bis diese Unebenheit durch weiteren Sedimentabsatz allmählich ausgeglichen wurde.

In einem Felsen, welcher die nordöstlichste Spitze der Insel bildet, wird der Conglomeratschiefer von einem Gange durchschnitten, welcher von demselben Gestein erfüllt wird, das mit den Conglomeratschichten wechsellagert. Da die Conglomeratschichten an den beiden

Seiten des Ganges nicht einander entsprechen, muss bei dem Aufreissen des Ganges eine Verwerfung stattgefunden haben. Später ist der ganze Gang nochmals parallel der Streichrichtung verworfen worden. (Vergl. Fig. 7). Da die Gangmasse auch offenbar sedimentärer Herkunft ist, muss man annehmen, dass die Bildung der Gangspalte in einem Zeitraume geschah, während dessen noch die Ablagerung der betreffenden Sedimentformation fort dauerte. Dass aber das Conglomerat schon damals zu einem festen Gestein verhärtet war, geht daraus hervor, dass die Gerölle von der Gangspalte scharf durchschnitten werden (Vergl. Fig. 8).

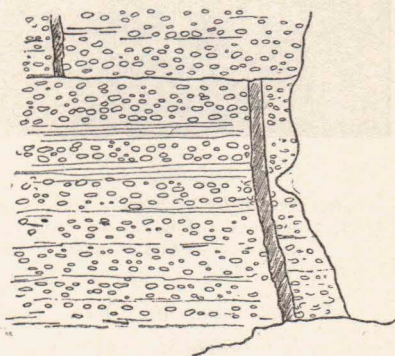


Fig. 7.

Verworfenen Gang in Conglomeratschiefer von Vähä-Lima in Teisko. Maassstab der Planzeichnung = 1 : 80.

Am Ufer des Sees, wo die Wellen das Gestein angegriffen haben, kann man besonders an der Südspitze der Insel leicht Gerölle

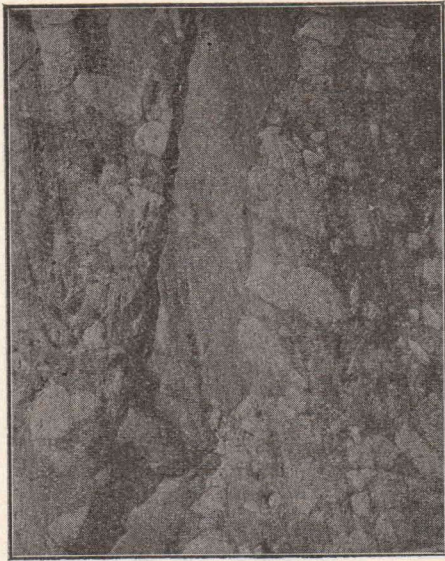


Fig. 8.

Conglomeratschiefer, von einer Gangbildung durchsetzt, Horizontaler Fels an der Insel Vähä-Lima in Teisko. Maassstab = 1 : 10.

einsammeln, welche von dem Wellenschlag aus dem Gestein mehr oder weniger vollständig losgelöst worden sind. Unter den Geröllen, welche eine sehr mannigfaltige Beschaffenheit zeigen, sind solche, die aus einem Granit oder Syenit bestehen, häufig vorhanden.

Ähnliche Verhältnisse wie Vähä-Lima bietet die im Osten davon liegende Insel Silanteri.

Dasselbe Conglomeratlager setzt sich an der Südseite des Busens *Hormistonlahti*, von der Landspitze *Kärki* anfangend, in östlicher Richtung fort. Bei *Kärki*, wo die Nordgrenze des Lagers sich nicht sicher bestimmen lässt, hat dasselbe wenigstens eine Breite von 120 m.

Etwas mehr im Osten (siehe die Karte Fig. 5) findet man es im Felsen *Mahlajamäki* noch 160 m südlich von dem Ufer des *Hormistonlahti* und im S.O. von diesem Busen misst das Conglomeratlager im Felsen *Papinpirtinmäki* ungefähr 300 m.

Von dort setzt sich das Conglomeratlager in nordöstlicher Richtung fort, und misst im Felsen *Luostarintakusta* oder *Puurokulmanmäki* wenigstens 250 m. Im N.O. von diesem Felsen tritt in der Fortsetzung derselben Linie ein massiger *Granit* auf, dessen Grenze das Conglomeratlager scharf abschneidet. (Siehe die Karte Fig. 4).

Wer wegen ungünstigen Wetters die Insel Vähä-Lima und Silanteri nicht besuchen kann, findet am Südufer des *Hormistonlahti* fast eben so gute Aufschlüsse von diesem Conglomeratlager.

Besonders bei niedrigem Wasserstande kann man in den flachen Uferfelsen die Beschaffenheit der Gerölle und die Wechsellagerung von

Conglomerat und hornblendereichem Schiefer sehr gut studiren. Die Gerölle stehen grösstenteils in Hautrelief aus den Felsen hervor und zeigen eine äusserst mannigfaltige Beschaffenheit. Von granitartigen Gesteinen kommen wenigstens zwei verschiedene Abarten vor, die eine mittelkörnig, völlig massig, die andere recht grobkörnig. Ein Geröll, das aus diesem grobkörnigen »Granit« oder vielleicht richtiger gesagt Syenit bestand, ist von einer schmalen gangartigen Bildung durchsetzt, welche von einem feinkörnigen, grauen Gestein besteht. Dieser Gang wird von den äusseren Grenzen des Gesteins quer abgeschnitten (Siehe Fig. 9). Neben den Graniten (Syeniten) findet man zahlreiche Gerölle, die aus äusserst mannigfaltigen porphyritischen oder »porphyritoidischen« Gesteinen, sowie solche, die aus Phyllit bestehen. Es sind ganz dieselben Gerölle, die man auch beim Veittijärvi, auf Vähä-Lima und Silanteri, sowie in der östlichen Fortsetzung desselben Conglomeratlagers beobachtet, die aber auf diesen verschiedenen Stellen in sehr wechselnder Menge vorkommen.

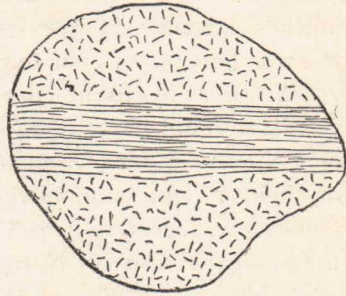


Fig. 9.

Geröll von Syenit, der von einer Gangbildung durchsetzt wird. Hormistonlahti in Teisko. Maassstab ungefähr 1 : 3.

Während in den meisten Felsen am Hormistonlahti die mittelgrossen Gerölle vorherrschen, giebt es hier auch solche, in welchen sie vorwiegend ganz klein sind. Einen solchen Fels findet man z. B. an dem Südufer des innersten Teils von Hormistonlahti. Die Tafel II zeigt eine Partie dieses Felsens, welche ungefähr 23 dm² misst und worin man dennoch wenigstens 250 Gerölle unterscheiden kann. Hier kommen solche, die aus Phyllit bestehen, besonders reichlich vor, und treten meistens in kleinen eckigen oder an den Kanten gerundeten Stückchen auf. Bei der Betrachtung der Tafel muss man sich erinnern, dass einige Gerölle von der während der Eiszeit entstandenen Schlifffläche durchschnitten werden, welche die Oberfläche des Felsens bildet, während dagegen andere durch die Einwirkung der Atmosphären daraus »auspräparirt« worden sind, so dass man ihre Rundung beobachten kann. Welcher Geologe würde nicht bei dem ersten Blick dieses Gestein als ein sehr polymiktes Conglomerat erkennen! Und dennoch zeigt das Cäment in demselben auch hier durchaus die Beschaffenheit eines typischen krystallinischen Schie-

fers, und die Schichten besitzen die für die meisten archaischen Schiefer Finlands charakteristische senkrechte Lage.

Wenn man von Kärki mit dem Boot längs dem Ufer des Näsjärvi nach Süden fährt, beobachtet man am Ufer unterhalb der kleinen Villa Tervakivi nahe an einander zwei ganz schmale senkrecht stehende Conglomeratlager, welche in dem hier herrschenden porphyritoidischen Schiefer eingebettet liegen. In dem Felsen, worauf das erwähnte Häuschen steht, sieht man ihre Fortsetzung als ein c. 2 m mächtiges Lager. Im Walde S.W. von Sydänmaanvuori habe ich ein ähnliches schmales Lager gesehen, welches vielleicht eine Fortsetzung der eben genannten sein dürfte.

An der Nordseite der grossen Conglomeratzone trifft man auf einer Entfernung von c. 240 m ein mächtigeres Lager an, welches in einem niedrigen Uferfelsen am innersten Teil von Hormistonlahti zum Vorschein kommt und hier eine Mächtigkeit von ungefähr 20 m hat. Es erstreckt sich von dem Ufer in östlicher Richtung durch den Felsen *Hormistonvuori* im Norden von Hormisto weiter. Dann kommt es in den Felsen, welche am Wege zwischen Hormisto und Värmälä liegen, stellenweise zum Vorschein. Im Westen von *Tervojoensuu* findet man dieselbe geröllführende Zone, hier aus mehreren ganz schmalen Schichten gebildet. Die Gerölle sind auch hier sehr mannigfaltig, das Cäment ist aber hier nicht dunkler hornblendereicher Schiefer, sondern ein Porphyritoid mit wohl ausgebildeten Uralitkrystallen und hellgrüner Hauptmasse.

Durch den Felsen Lautakatuvuori im W. von *Wärmälän Isokartano* kann man demselben Conglomeratlager weiter folgen. Dann durchquert es den Felsen, welches im Süden des Sees Valkeajärvi liegt, und wird bei der Mühle von *Ala-Pirilä* von einem gesprengten Kanal durchschnitten. Hier kann man sich ganz frische Handstücke einsammeln und findet dann, dass die Gerölle hier nicht wie in den von den Atmosphäriken angegriffenen Felsen durch Hammerschläge aus dem Gestein losgelöst werden können, sondern im Gegenteil das fest cämentirte Gestein sich wie eine einheitliche Masse verhält. Es besitzt an allen diesen Stellen ungefähr dieselbe Mächtigkeit von c. 20 m.

Weiter gegen Nord-Osten findet man in der Nähe des Dorfes *Poh-tola* zwei schmale Lager eines stark ausgepressten Conglomerates, die vielleicht eine weitere Fortsetzung dieser Zone bilden. Dasselbe gilt vielleicht auch das ungefähr 2 m breite Conglomeratlager, welches man am Ufer unterhalb *Männistö* am Boothaus und an der Dampferbrücke beobachtet. Noch im Osten von diesem Ort habe ich an einigen Stel-

len ähnliche, schmale, gerölleführende Zonen gesehen. Wegen der Schwierigkeit der Orientierung gelang es mir aber damals nicht bestimmt zu entscheiden, ob sie zu dieser oder der südlich davon liegenden Zone gehörten.

Im Süden von dem langen Busen *Paarlahti*, dessen Südufer entlang das zuletzt beschriebene Conglomeratlager folgt, trifft man nämlich auf einer Entfernung von c. 250 m von diesem ein anderes damit paralleles, welches die Fortsetzung des grossen Lagers von Hormistonlahti bilden dürfte.

Diese südlichere Zone beginnt an der N.O.-Spitze des Granitgebietes, von dessen Westgrenze das Hormisto-Luostarintakusta-Lager unterbrochen wurde. In der Nähe des Bauernhauses *Heinänen* hat es eine Mächtigkeit von wenigstens 60 m; die Nordgrenze wurde nicht erreicht. Hier sind die Gerölle stark ausgepresst worden. Etwas mehr im Osten hat das Conglomeratlager eine Mächtigkeit von c. 100 m. Die Gerölle sind hier ganz klein, einzelne *unter Erbsengrösse*, und von sehr mannigfaltiger Beschaffenheit. Von dem hier vorkommenden Gestein habe ich mehrere Dünnschliffe ausführen lassen, auf welche sich die im folgenden mitzuteilenden Angaben beziehen.

Von dieser Stelle lässt sich das grosse Conglomeratlager weiter nach Westen verfolgen. Bei der Hütte *Kaakko* sind die Gerölle stark ausgepresst worden. Im Felsen, worauf das Dorf *Viitaniemi* liegt, erreicht es eine Mächtigkeit von wenigstens 100—150 m und enthält Zwischenlagerungen von hornblendereichem Schiefer. Im Osten von dieser Stelle findet man Felsen von Conglomerat längs einer Linie, welche senkrecht gegen die Streichrichtung des Lagers geht, auf einer Entfernung von 500—600 m von einander. Diese Zahl dürfte jedenfalls die Maximalmächtigkeit des Conglomeratlagers angeben. Ob sie hier ursprünglich ist, oder nicht vielmehr durch stattgefundene frühzeitige Verwerfungen oder auch durch Faltungsvorgänge verursacht worden ist, vermag ich nicht zu entscheiden. Es muss aber betont werden, dass Verwerfungen der gerölleführenden Zone, wenigstens solche, deren Sprunghöhe gross genug ist, um sich in verändertem Streichen zu zeigen, übrigens merkwürdig selten zu sein scheinen.

Der Fels *Palovuori*, welcher sich im S.O. von Viitapohja bis zu c. 75 m. über den *Näsijärvi* erhebt, besteht überall von Conglomeratschiefer.

Dann findet man in der Wildnis, welche östlich von diesen Stellen liegt, noch eine Fortsetzung desselben Lagers längs einer Strecke von c. 8 Kilometer. In der Nähe von *Tervoja* habe ich dasselbe überschritten.

Weiter fand ich es bei *Kutemajärvi* in Orivesi und verfolgte es von dort nach Westen hin mehrere Kilometer, so dass der unmittelbare Zusammenhang mit dem früher gefundenen Lager unzweifelhaft erschien. Hier war die Mächtigkeit wieder auf c. 20 m. vermindert, und das Gestein war stellenweise stark ausgepresst. Im Osten von Kutema folgte ich dem Conglomeratlager bis zur Gegend N. vom See *Valkiajärvi* in Orivesi, wo ich wegen der Undurchdringlichkeit des Waldes seine Spur verlor. Von dieser Stelle bis zum östlichen Näsijärviufer gerechnet, hat die gerölleführende Zone eine Länge von nahezu 30 km, und wenn das Conglomerat von Veittijärvi zu derselben Zone gehört, würde ihre Länge 40 km betragen. Vielleicht könnte man bei wiederholtem Suchen noch eine östlichere Fortsetzung desselben Lagers finden.

Ganz unbedeutende, meistens nur einige Decimeter breite conglomeratartige Einlagerungen im Schiefer habe ich noch im Osten von dieser Stelle gefunden. So z. B. an der Eisenbahn nahe an der Südgrenze des Schiefers in Orivesi und am Ufer des Längelmävesi in demselben Kirchspiel, W. von Västilä am Ostufer des Längelmävesi und bei Lieveslahti in Längelmäki, wo der glimmerschieferartige Phyllit linsenartig ausgepresste hellere Einschlüsse enthält, sowie endlich in der Nähe der Kirche Orivesi, wo die *einschlussartig im Granit vorkommenden Schieferflatschen* noch deutlich erkennbare Gerölle enthalten.

Kehren wir nun zum Näsijärvi zurück, so finden wir am Ostufer dieses Sees noch eine *dritte* gerölleführende Zone, welche die Landzunge durchstreicht, auf welcher die Bauernhöfe *Ala-* und *Yli-Paavola* liegen.

In den niedrigen Uferfelsen, welche im N.W. der Wiese liegen, welche *Kumminnitty* genannt wird, ist dieselbe wunderschön zu sehen. Da die Wellen das weniger widerstandsfähige Cäment stark angegriffen haben, liegen die meisten Gerölle, von denen einzelne sehr gross sind, zur Hälfte, einige fast vollständig aus der Masse losgelöst, so dass man ihre Formen ausgezeichnet studiren kann.

Dieses Lager zeigt sowohl was die Zusammensetzung als die Mächtigkeit angeht eine grosse Ähnlichkeit mit dem nördlicheren Conglomeratlager von Hormistonlahti. Auch darin zeigt sich eine Übereinstimmung, dass an der Südseite zuerst hornblendereicher Schiefer, dann ein fast dichter Phyllit mit scharfeckig begrenzten Einschlüssen eines ähnlichen Schiefers, auftritt.

Da jedoch das Conglomeratlager von Paavola einzeln vorkommt, und die umgebenden Gesteine übrigens nicht dieselben sind und in der-

selben Ordnung auf einander folgen wie bei Hormisto, so erscheint es mehr berechtigt anzunehmen dass sie verschiedenen Niveaus angehören, als das Gegenteil.

Ehe ich nun die gerölleführenden Zonen erwähne, welche in den übrigen Schiefergebieten vorkommen, will ich die Beschaffenheit des Gesteins, dessen Verbreitung wir jetzt kennen gelernt haben, etwas eingehender petrologisch beschreiben. Da es ausserordentlich wichtig ist, die echte Conglomeratnatur dieser vollständig krystallinischen archäischen Gesteine über allen Zweifel zu stellen, kann ich eine gewisse Umständlichkeit hierbei nicht vermeiden.

Petrologische Beschreibung des Gesteins.

Beschaffenheit der Gerölle.

Unter den als Gerölle vorkommenden Gesteinen kann man wenigstens zehn verschiedene Gesteinstypen unterscheiden.

Quarzdiorit.

Ein sehr charakteristisches, obwohl nur ziemlich selten als Gerölle vorkommendes Gestein erweist sich als ein *Quarzdiorit* von grünlichschwarzer Farbe und mittlerer Korngrösse. Der Feldspatgemengteil ist vorwiegend Plagioklas und zwar ein recht saurer *Oligoklas*. Die Auslöschung in symmetrischen Schnitten beträgt höchstens 10° , die Lichtbrechung ist entschieden schwächer wie diejenige des Quarzes. Er bildet breitstenglige, gut idiomorphe Individuen, deren

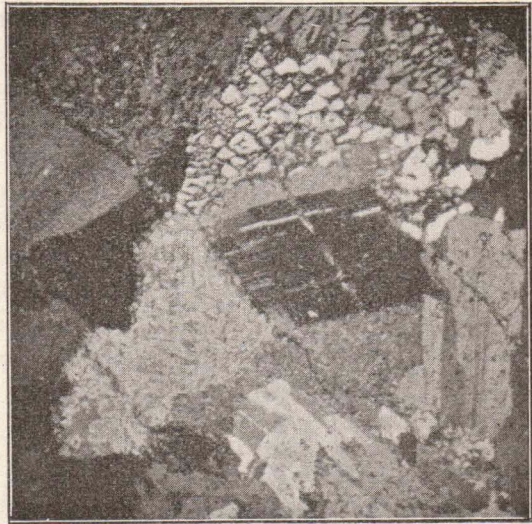


Fig. 10.

Quarzdiorit, als Geröll im Conglomeratschiefer von Yli-Paavola in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Dimensionen c. 2×3 mm betragen. Sie sind von einer reichlichen Masse verkittet, welche hauptsächlich aus Orthoklas und Quarz in sehr zierlicher und unzweifelhaft primärer *mikropegmatitischer* Verwachsung besteht (Siehe Fig. 10). Orthoklas kommt auch in Gestalt besonderer, allotriomorph begrenzter Körner zwischen den Plagioklasen vor. Daneben findet man Biotit in Anhäufungen von kleinen Schüppchen, die wahrscheinlich von der Zerstörung grösserer Krystalle herrühren. An diesen Stellen liegen zuweilen kleine Apatite. Epidot tritt stellenweise reichlich im Feldspat auf, und Schnürchen von demselben Mineral durchziehen auch das Gestein. Übrigens findet man hier kein Anzeichen einer Parallelstruktur, und überhaupt ist die schöne Eruptivstruktur des Gesteins durch spätere Einwirkungen sehr wenig verändert worden.

Dieses Gestein wurde sowohl bei Hormistonlahti wie bei Yli-Paavola angetroffen.

Ganz ähnliche Gesteine findet man im Liegenden der Schieferformationen an der Grenze des Uralitporphyritgebietes von Tammela in grösseren Massen anstehend. Sie zeigen hier ganz denselben massigen Charakter wie das Gestein des Gerölles, obgleich sie im Felde mit druckschieferigen, gneissartigen Graniten genetisch verbunden sind. Es giebt hier Gesteine, welche makroskopisch dem als Gerölle vorkommenden völlig ähnlich sind, und die sich mikroskopisch nur dadurch von diesem unterscheiden, dass das Cäment zwischen den idiomorphen Plagioklaskrystallen hier nicht aus Mikropegmatit, sondern allein aus Quarz besteht. Doch ist die Übereinstimmung beider Gesteine so gross, dass ich nicht daran zweifle, dass die in der Tammelagegend anstehenden Diorite und die betreffenden Gerölle genetisch zusammengehörig sind. Es muss natürlich unentschieden gelassen werden, ob die Gerölle eben aus der erwähnten Gegend oder aus einem anderen, der Beobachtung nicht mehr zugänglichen Gebiet solcher Gesteine stammen. Ersteres erscheint jedoch nicht gerade undenkbar, denn wie wir im folgenden finden werden, bildete die Gegend, in welcher die grosse Eruptivdecke von Tammela einmal gebildet wurde, zu der Zeit ein Festland, in welcher sich die Sedimente in der Gegend nördlich davon ablagerten.

Gleichkörniger Granit oder Syenit.

Häufiger als der Quarzdiorit ist ein Gestein vertreten, das diesem sehr nahe steht, welches aber wegen des reichlichen Orthoklasgehaltes, bei wechselndem, aber überhaupt sehr spärlichem Gehalt an primärem

Quarz als *Granit* oder *Syenit* bezeichnet werden muss. Es sind mittel- bis feinkörnige, völlig massige Gesteine, welche weisliche, graue oder hell rötliche Farben besitzen.

Ihre Hauptmasse besteht aus Feldspat in idiomorphen breitstengigen Individuen, welche in einigen Varietäten von Quarz verkittet werden. Der Hauptteil des Feldspates ist Kalifeldspat und zwar Orthoklas, während Mikroklin in grösseren Partien nur relativ selten vorkommt; reichlicher dagegen als Fleckchen im Orthoklas. Plagioklas ist auch ziemlich reichlich vorhanden und zeigt ganz dieselben Eigenschaften wie der Oligoklas, den wir schon im Quarzdiorit kennen gelernt haben. Die Oligoklasindividuen sind oft ein wenig grösser als die Orthoklase, sie sind auch gegen diese idiomorph begrenzt und scheinen somit älter zu sein.

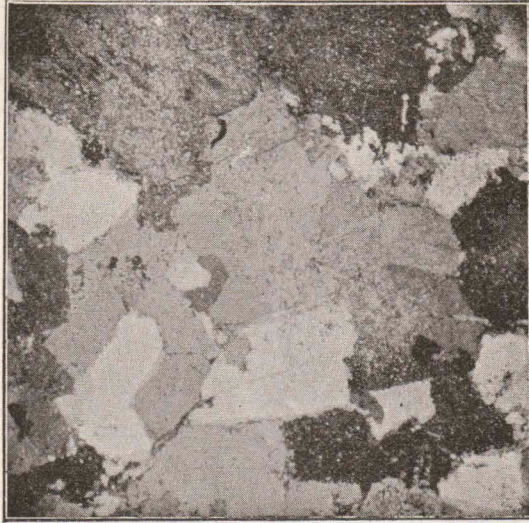


Fig. 11.

Syenit, als Geröll im Conglomeratschiefer von Veittijärvi in Ylöjärvi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Die Korngrösse der Feldspate ist etwas schwankend. Meistens messen sie nicht mehr als 0,5—1 mm in der Länge. Neben diesen kleineren Feldspaten giebt es aber auch oft andere spärlicher vorkommende, die 2—3 mm in der Länge messen und gewissermassen ein porphyrtartiges Element bilden. In einigen Varietäten sinkt die Korngrösse der Mehrzahl der Feldspate unter 0,1—0,3 mm; dann stellen sich aber auch gern vereinzelt grössere Feldspate ein, welche eine Länge von 1 cm erreichen und offenbar einer älteren Generation gehören.

Der Biotit bildet auch hier kleine Schüppchen, welche zu Aggregaten zusammentreten, deren äussere Begrenzung eine ursprüngliche Krystallform anzudeuten scheint. Sie kommen aber auch unregelmässig eingestreut in den übrigen Mineralien vor, und sind dann offenbar als später eingedrungene Neubildungen anzusehen. Zuweilen sammelt

sich der Biotit zu 2—3 mm in Durchschnitt messenden Fleckchen an, welche schon makroskopisch in dem Gestein hervortreten.

Quarz kommt in sehr wechselnder Menge in den verschiedenen Proben vor. In einigen fehlt er fast vollständig; in anderen findet man ihn hauptsächlich zwischen den Feldspaten, wobei er zum Teil völlig allotriomorphe Begrenzung zeigt und wohl als primärer Gemengteil gedeutet werden muss. Auch diese Quarzpartien sind jedoch stellenweise gegen den angrenzenden Feldspat idiomorph begrenzt, und ihre primäre Natur erscheint dann nicht völlig sicher. Ein grosser Teil des Quarzes tritt aber innerhalb der äusseren Grenzen der Feldspate in sehr unregelmässiger Verteilung auf und ist ohne Zweifel von sekundärer Entstehung. Der Feldspat zeigt zahlreiche von Quarz ausgefüllte Löcher und sieht stellenweise wie zerfressen aus. Auf diese Weise bilden sich besonders randlich Verwachsungen, welche gelegentlich an Mikropegmatit erinnern können (Siehe Fig. 12; vergl. auch Fig. 11, rechts oben) die sich aber von dem



Fig. 12.

Mikropegmatitähnliche Verwachsungen von Quarz und Feldspat sekundärer Entstehung in einem Syenitgeröll von Vähä-Lima in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 60.

echten Mikropegmatit, wie er, zum Beispiel in dem eben beschriebenen Quarzdiorit vorkommt, leicht unterscheiden. Dort waren die Quarzstengelchen meistens regelmässig dreieckig begrenzt und bilden oft divergentstrahlige Bündel, und durch seine Beziehungen zu dem in demselben Gestein vorkommenden idiomorphen Feldspat zeigte sich der Mikropegmatit als eine nur während einer bestimmten Periode der Gesteinsverfestigung entstandene Bildung. Hier hat dagegen der im Feldspat vorkommende Quarz die Gestalt von unregelmässig gekrümmten Stengelchen, deren Formen offenbar nur durch diejenigen der im Feldspat durch Lösung entstandenen Räume bedingt worden sind, und tritt

zeigte sich der Mikropegmatit als eine nur während einer bestimmten Periode der Gesteinsverfestigung entstandene Bildung. Hier hat dagegen der im Feldspat vorkommende Quarz die Gestalt von unregelmässig gekrümmten Stengelchen, deren Formen offenbar nur durch diejenigen der im Feldspat durch Lösung entstandenen Räume bedingt worden sind, und tritt

auf verschiedenen Stellen in sehr wechselnder Menge auf. Man findet nichts von der Regelmässigkeit, welche alle im Magma vorsichgegangenen Erstarrungsvorgänge charakterisirt.¹

Aber nicht nur Quarz, sondern auch Feldspat scheint in relativ grosser Menge neugebildet worden zu sein. Von den grösseren Feldspaten, welche gegen die anscheinend primären, allotriomorphen Quarzpartien grenzen, schieben sich oft schmale zapfenförmige Ausläufer zwischen die Fugen der Quarzpartien hinein, und wo ursprünglich offenbar eine gerade verlaufende Grenze vorhanden war, zeigt er nun wegen dieser Neubildungen einen mehr oder weniger zackigen Verlauf. (Siehe Fig. 13).

Es scheint ein ganz allgemeiner Vorgang gewesen zu sein, dass der Oligoklas sich an einzelnen Stellen, besonders randlich in Mikroklin umgewandelt hat. Schüppchen von Biotit haben sich auch oft im Feldspat angesiedelt, zusammen mit Muscovitblättchen, die

meistens sehr reichlich vorhanden sind, und Epidotstengelchen, welche vielleicht eine relativ späte Bildung darstellen. Auch der Quarz ist zuweilen etwas unrein, indem er von grünlichen oder violetten Schüppchen erfüllt ist. Dagegen zeigt der allotriomorphen (und also sicher primäre) Quarz auffallend wenig *Druckerscheinungen*. Undulöse Auslöschung ist oft fast gar nicht vorhanden. Die Einbettung in ein nachgiebiges Cäment

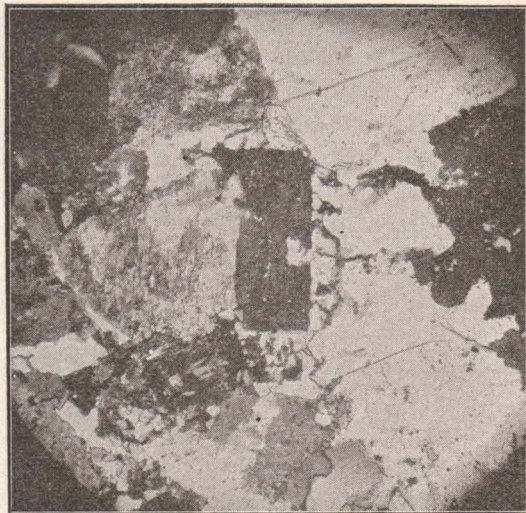


Fig. 13.

Ortoklas mit neugebildeten zapfenförmigen Ausläufern in einem Syenitgeröll von Vähä-Lima in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 60.

¹ Obgleich man keineswegs behaupten darf, dass jede mikropegmatit-ähnliche Verwachsung zwischen Feldspat und Quarz als ein unzweifelhaftes Anzeichen eruptiver Entstehung angesehen werden soll, so glaube ich doch im Gegensatz zu Judd, Romberg u. a. dass der echte Mikropegmatit sich von den ähnlichen sekundären Bildungen ohne Schwierigkeit unterscheiden lässt, besonders wenn man nicht nur die mikroskopischen, sondern auch die geotektonischen Verhältnisse des Gesteins in Betracht zieht.

dürfte auf das Gestein der Gerölle eine in hohem Grade conservirende Einwirkung ausgeübt haben. Zum Teil hat vielleicht auch hier eine durch Neubildung von Quarz verursachte »Heilung« der entstandenen Risse stattgefunden.

Einzelne Gerölle zeigen jedoch eine recht ausgeprägte mechanische Metamorphose, indem sie von dicht an einander liegenden Kataklaszonen durchzogen werden, welche bald von Quarz und Feldspat, bald von Epidot gefüllt worden sind.

Auch die Zwillinglamellen im Plagioklas sind oft gebogen worden.

Die Zerdrückung dieser Gerölle dürfte jedoch erst nach der Einhüllung in das Schieferbett stattgefunden haben. Denn schon mit dem blossen Auge kann man an deren Oberfläche beobachten, dass sie von zahlreichen Spalten und Gleitfugen durchsetzt werden.

Diese Metamorphose hat aber den allgemeinen Charakter des Gesteins nicht wesentlich verändert. Nur dürfte die chemische Beschaffenheit früher eine weniger acide gewesen sein. Wenn man nur denjenigen Quarz in Betracht nehmen würde, welcher sicher primär ist, so würde das Gestein eher in die *Syenit*- als in die Granitfamilie gehören. Auch die Struktur, welche hauptsächlich durch die kurzleistenförmige Gestalt der kleinen Feldspate bedingt wird, erinnert sehr an diejenige eines auf der Grenze zwischen einem Syenit und einem Syenitporphyr stehenden Gesteines. Da es aber schwierig ist sicher zu entscheiden, ein wie grosser Teil des Quarzes sekundär ist, wäre es vielleicht eben so richtig das Gestein nach seinem jetzigen Mineralbestand Granit zu nennen.

Einzelne der Gerölle bestehen nun aus einem Gestein, das viel stärker verändert ist, indem die Feldspate von unzähligen neugebildeten Mineralpartikelchen erfüllt sind, die grösstenteils aus Quarz und Feldspat nebst zahlreichen Glimmerschüppchen bestehen. Jedoch sind die Kataklaserscheinungen in diesen Geröllen nicht deutlicher als in den übrigen. Es kommt mir sehr wahrscheinlich vor, dass diese Gerölle schon vor deren Einbettung in das Conglomerat *verwittert* waren. Ähnlichen Erscheinungen werden wir in viel prägnanterer Gestalt bei einem gleich zu beschreibenden Gestein begegnen.

Gerölle, die aus diesem Syenit bestehen, findet man sowohl bei Veittijärvi wie bei Hormistonlahti, Paavola, Heinänen etc., überall von sehr ähnlicher Beschaffenheit.

Der jetzt beschriebene Syenit zeigt sowohl mineralogisch wie strukturell so grosse Verwandtschaft mit dem Quarzdiorit, dass die

Annahme einer genetischen Verbindung beider sehr wahrscheinlich erscheint. Wie jener Diorit, wo er in Kalvola und Urdiala anstehend gefunden wird, sich als eine basischere Varietät des grauen Granits erweist, welcher im Liegenden der Uralitporphyritdecke (beziehungsweise der Schieferformation) ansteht, so möchte ich auch den als Gerölle vorkommenden Syenit mit seiner fast granitporphyrischen Struktur als eine Varietät derselben granitischen Gesteine betrachten.

Zwar zeigen diejenigen Granite, die man jetzt im Süden von Tammerfors im Liegenden der Schieferformationen antrifft, meistens eine recht grosse Verschiedenheit von dem Gestein der Gerölle. Erstens muss man sich aber erinnern, dass diese Gerölle durch ihre nachgiebige Umgebung vor der meistens sehr starken Metamorphose bewahrt worden sind, welche die in grösseren Massen vorkommenden Granite durchgemacht haben. Ferner sind diese anstehenden Granite zum grössten Teil solche, welche zu der Zeit, wo die betreffenden Sedimente abgelagert wurden, noch tief unter der Erdoberfläche lagen und die erst bei späteren Dislocationen und Erosionsvorgängen an die Erdoberfläche gebracht worden sind. Nur diejenigen Granite, die man in der unmittelbaren Nähe der Contactfläche beobachtet, welche die Schieferformation von ihrem Liegenden trennt, lagen bei der Ablagerungszeit dieser Schiefer an der damaligen Erdoberfläche. Da nun solche Granite nur an einzelnen Stellen an der Contactlinie angetroffen werden, wäre es recht merkwürdig, wenn man den genauen Ort, wovon die Gerölle stammen, noch bestimmen könnte.

Grobkörniger Granit (Syenit).

Etwas weniger häufig als der jetzt beschriebene kommt ein anderer Granit als Gerölle vor, welcher sich von dem vorigen recht gut petrologisch unterscheidet. Er ist viel grobkörniger wie dieser, indem die gräulich weissen Feldspate, welche seine Hauptmasse bilden, hier 1 cm und darüber im Durchschnitt messen. Zwischen diesen Feldspatkörnern liegt hauptsächlich *Quarz*, der wie es scheint ursprünglich eine amorphe Zwischenklemmungsmasse bildete; jetzt ist aber seine Formbegrenzung durch reichlich geschehene Neubildung verhüllt worden. Wo er sicher primär ist, zeigt er stark undulirende Auslöschung.

Biotit kommt nur in Gestalt von kleinen Schüppchen vor, welche vorwiegend in dem Raume zwischen den Feldspaten vorkommen, zum

Teil aber auch in diesen eingestreut sind. Nur ganz ausnahmsweise findet man grössere Lappen von Biotit, in welchen auch kleine gekrümmte Streifen von Titanit- und Epidotkörnern vorkommen.

Auch der Feldspat ist von metamorphosirenden Agentien sehr stark angegriffen worden. Als ursprüngliche Gemengteile waren sowohl *Oligoklas* wie *Orthoklas* vorhanden, vielleicht auch *Mikroclin*, welcher jedenfalls jetzt sehr reichlich vorkommt, meistens aber nur in Gestalt kleiner dicht aneinander im Orthoklas liegender Flecke, welche Zwillingsstreifung nach dem Albitgesetze zeigen.

Die Feldspate sind von Neubildungen förmlich überfüllt. Im Oligoklas liegen zahllose Kryställchen von Epidot, in dem Orthoklas kommt dagegen vorwiegend Muscovit vor, der bald als winzig kleine Schüppchen in der ganzen Masse eingestreut liegt, bald grössere Blättchen bildet, welche in Flammen oder Streifen angeordnet sind, die zuweilen ein Netzwerk bilden. Die eigenthümliche Trübung, welche die Feldspate in schwachen Vergrösserungen zeigen, beruht auch auf dem Vorkommen ganz winziger schuppenförmiger Interpositionen, die wahrscheinlich auch grösstenteils aus Muscovit bestehen.

Zuweilen beobachtet man, dass die Zwillingslamellen der Plagioklasse stellenweise unterbrochen sind, so dass es aussieht, als ob sie aus mehreren Stücken beständen. (Fig. 14). Der Plagioklas zeigt oft eigen-



Fig. 14.
Plagioklaskrystall in einem Syenitgeröll von Hormistonlahti, in welchem eine Zwillingslamelle in mehrere Stücke zerteilt worden ist. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

thümlich lappige Grenzen gegen den Orthoklas, wobei es aussieht, als ob seine Substanz teilweise durch Kalifeldspat verdrängt wäre. Auch findet man im Orthoklas kurzleistenförmige Plagioklaskörner, welche wie es scheint Neubildungen sind.

Am reichlichsten ist aber Quarz innerhalb des Raumes der Feldspate neugebildet worden. Hier findet man auch, obgleich ziemlich spärlich, die schon geschilderte mikropegmatitähnliche Verwachsung

von Feldspat und sekundärem Quarz. Meistens tritt aber der Quarz in Gestalt zahlreicher runder Körner oder unregelmässig lappig begrenzter Partien, die wie Löcher aussehen, im Feldspate auf. (Fig. 15). Besonders die Randpartien der Feldspate sind auf diese Weise stark angegriffen worden.

Verwandten Erscheinungen sind wir schon in den aus mittelkörnigem Syenit bestehenden Geröllen begegnet. Es erscheint mir kaum zweifelhaft, dass sie dadurch zu deuten sind, dass das Gestein der betreffenden Gerölle schon vor der Einhüllung im Conglomeratlager stark *verwittert* war. Hierbei wurde der Feldspat stark angegriffen, der Biotit natürlich auch chloritisirt. Beide sind wohl später wieder zum Teil regenerirt worden;

die verwischte Struktur und die reichlich vorhandenen Neubildungen bezeugen aber was stattgefunden hat.

Wenn man diesen grobkörnigen Syenit in Handstücken beobachtet, kommt es vor, als ob er etwas flasrig und somit im Vergleich mit dem früher beschriebenen, ganz massigen, mittelkörnigen Syenit stärker druckmetamorphosirt wäre. Mikroskopisch findet man, wenn man von der vielleicht etwas stärker undulirenden Auslöschung des Quarzes absieht, keine Belege für eine solche Annahme, sondern die Verschiedenheit des Gesteinscharakters scheint wenn nicht ausschliesslich, wenigstens vorwiegend auf der grössern Intensität der Veränderungen zu beruhen, die wir oben auf die Verwitterung bezogen haben.

Dass diese Erscheinungen hier prägnanter sind, ist leicht erklärlich, denn überhaupt verwittern auch gegenwärtig die grobkörnigen finländischen Granite viel leichter als die mittel- und feinkörnigen.

Im übrigen steht dieser Syenit dem früher beschriebenen mittelkörnigen petrologisch recht nahe. Unter den granitischen Gesteinen,

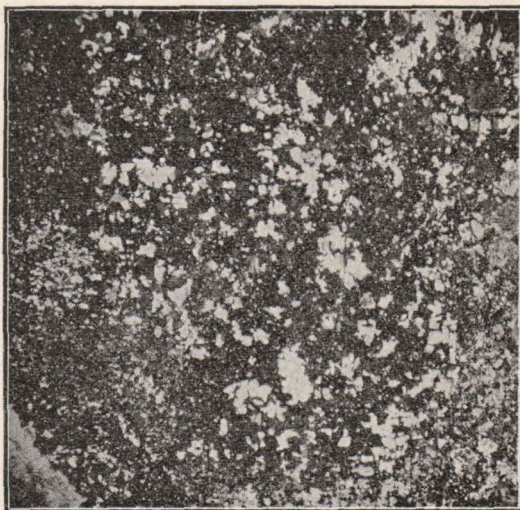


Fig. 15.
Mikroclin, der von neugebildeten Quarzpartien erfüllt ist. Syenitgeröll von Hormistonlahti in Teisko.
Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

welche im Liegenden der Schieferformationen anstehen und die auch öfters Übergänge in syenitische und dioritische Gesteine zeigen, kommen sowohl grobkörnige, beziehungsweise porphyrtartige, wie auch mittelkörnige Varietäten vor. Da es aber bisjetzt nicht gelungen ist, hier mehrere geologisch getrennte Typen zu unterscheiden, so wäre wohl die Annahme am einfachsten, dass die grobkörnigen und mittelkörnigen Varietäten der als Gerölle vorkommenden Syenite nur als verschiedene Strukturmodifikationen derselben Gesteinsmassen aufzufassen sind. Dennoch habe ich keine Übergänge zwischen ihnen gefunden, und sie müssen deswegen als wenigstens petrologisch gut getrennte Typen betrachtet werden.

Feinkörnige bis dichte Porphyrite.

An den meisten Stellen, wo die Conglomeratlager beobachtet wurden, besteht die Mehrzahl der Gerölle aus Gesteinen, die zu einer Reihe gehören, deren einzelne Glieder zwar sowohl makroskopisch wie in ihrem mikroskopischen Bestande recht grosse Verschiedenheiten zeigen, die aber durch zahlreiche Übergänge nahe verbunden sind.

Einige von diesen sind dunkelgraue, *klein- bis feinkörnige Gesteine von dioritartigem Aussehen*, welche keine dem blossen Auge erkennbare Einsprenglinge zeigen. Mikroskopisch tritt jedoch eine deutlich porphyritische Struktur hervor, indem in ihnen der Plagioklas, welcher

ihren Hauptgemengteil bildet, in zwei obgleich nicht immer scharf getrennten Generationen vorkommt.

Dieser Plagioklas zeigt eine Maximalauslöschung von 12° — 14° , und ist demnach als ein *Andesin* zu bezeichnen. Die Individuen erster Generation sind breitstenglig ausgebildet und messen 0,8—1,5 mm in der Länge und 0,5—1 mm in der Breite. Die kleineren, welche meistens schmal leistenförmig sind, messen 0,2—0,6 mm in der Länge. Diese Feld-

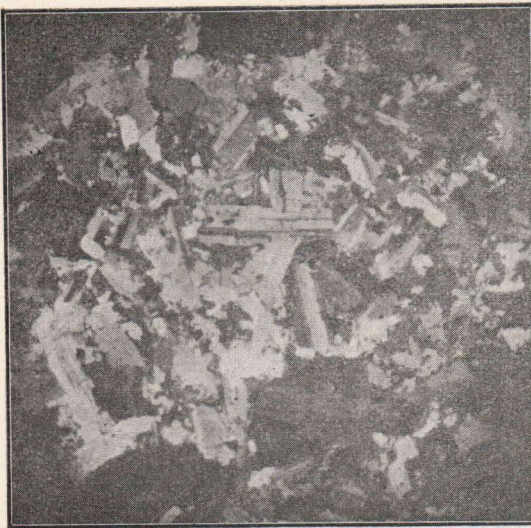


Fig. 16.
Porphyrit mit ophitartiger Struktur. Geröll von Paavola
in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

spate bilden ein Leistwerk, worin die einzelnen Individuen an den Enden in einander greifen und oft knäuelartige Verwachsungen bilden. (Fig. 16).

Der Raum zwischen ihnen wird hauptsächlich von Biotitblättchen eingenommen, welche mit Quarz, Magnetit, Kalkspat, Titanit etc. vergesellschaftet sind. In dem Biotit kommen Krystalle von Apatit als wahrscheinlich primäre Bestandteile vor. Dagegen dürften alle die übrigen von den zuletzt erwähnten Mineralien sekundärer Herkunft sein. Der Magnetit bildet unregelmässig eingestreute isolirte Kryställchen, welche sich ähnlich wie die in den Schiefen oft anzutreffenden verhalten. Der Quarz zeigt fast dieselbe Beschaffenheit, wie in den mittelkörnigen Graniten, indem er in sehr wechselnder Menge, bald zwischen den Plagioklasen, bald diese mehr oder weniger vollständig verdrängend, vorkommt. Hier dürfte er wohl überall sekundärer Herkunft sein.

Der Biotit tritt zum Teil als kleine isolirte Blättchen in dem Plagioklas sowie auf Sprüngen in demselben als Neubildung auf, zum Teil bildet er mehr gedrängte Häufchen, welche *vorwiegend den Raum zwischen den Feldspaten einnehmen*, zum Teil aber auch in diese hineinragen, wobei ihre äussere scharfeckige Begrenzung an diejenige eines idiomorphen Mineralen erinnert. Es scheint sich somit der Biotit durch die Umwandlung eines magnesiahaltigen Mineralen gebildet zu haben, welcher zum grössten Teil als allotriomorphe Zwischenklemmungsmasse, zum Teil aber auch in Gestalt von mehr idiomorphen Körnern existirte. Die Art des Auftretens im Gestein und die Beschaffenheit dieses letzteren schliesst die Möglichkeit es für Olivin zu halten aus, der beweisbar in Biotit umgewandelt werden kann.¹ Es lässt sich aber eben so gut denken, dass auch andere magnesiareiche Silikate sich in Biotit unwandeln lassen. In dem betreffenden Falle wäre man geneigt, an einen *Pyroxen* zu denken.

Jedenfalls war dieses magnesiareiche Mineral neben dem recht sauren Plagioklas in relativ spärlicher Menge vorhanden, und die chemische Beschaffenheit des Gesteins verweist es eher in die Diorit-Porphyr-Andesit-Familie, als in diejenige der Diabase und Basalte.

Die primäre Struktur, die durch die Leistenform der Plagioklase bedingt wird, scheint an der Grenze zwischen der ophitischen und der trachytoïdalen zu liegen. Dass das Gestein zu den porphyritischen Gesteinen gehört, geht am deutlichsten aus der nahen Verwandtschaft mit anderen als Gerölle vorkommenden Gesteinen hervor, welche die diese kennzeichnenden Strukturformen in noch charakteristischerer Gestalt zeigen.

¹ Vergl. z. B. meine Schilderung der finnländischen Uralitporphyrite in Tschermaks Min. u. Petr. Mittn. Bd. XII, 1891. S. 106.

Unter diesen feinkörnigen dioritähnlichen Gesteinen kommen auch solche vor, in welchen der Gegensatz zwischen den Einsprenglingen und den Feldspaten der Grundmasse mikroskopisch viel deutlicher hervortritt und in welchen die Korngrösse noch weiter heruntersinkt.

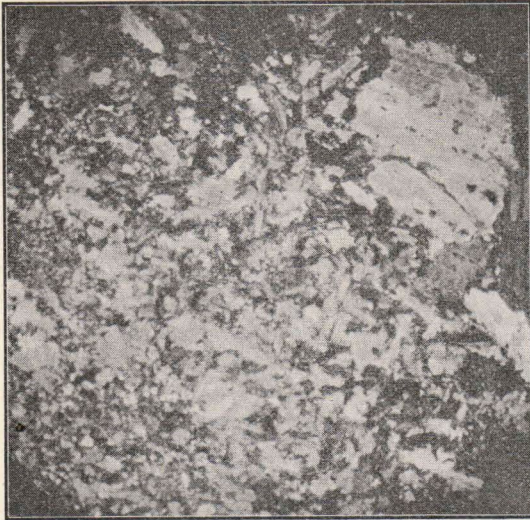


Fig. 17.
Porphyrit mit Intersertalstruktur. Geröll von Heinänen
in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

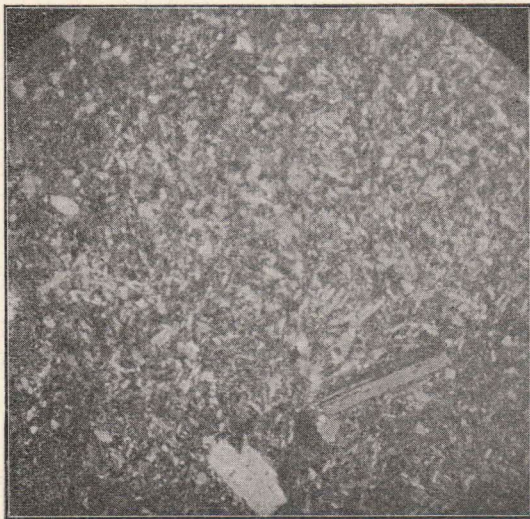


Fig. 18.
Porphyrit mit ursprünglich hyalopilitischer Struktur.
Geröll von Heinänen in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Sonst sind sie den vorigen völlig ähnlich, sowohl makroskopisch wie in ihrem mikroskopischen Bestande.

Die kleineren Andesinleistchen besitzen hier eine Länge von 0,2—0,4 und eine Breite von etwa 0,1 mm, die grösseren messen 1,5—2 mm in der Länge und über 1 mm in der Breite. Zwischen den Feldspaten liegen auch hier Biotitblättchen, Quarz, Titanit, Epidot und hier und da Mikroklin in sehr kleinen Flecken, den Plagioklas sekundär verdrängend.

Die Struktur dieser Gesteine erinnert am meisten an diejenige, welche Rosenbusch *Intersertalstruktur* nennt. (Vergl. Fig. 17).

In noch anderen Varietäten sinken die Dimensionen der Feldspate zweiter Generation noch mehr, so dass sie gleichsam einen Mikrolithenfilz bilden, und die ursprüngliche Struktur dürfte dann mit derjenigen, welche Rosenbusch *hyalopilitisch* nennt, übereinstimmen (Fig. 18).

Dass nämlich wenigstens ein Teil dieser Gesteine ursprünglich glasführend war, erscheint kaum zweifelhaft, da man das allmähliche Sinken der Korngrösse verfolgen kann, bis sie allerdings bei schwächeren Vergrösserungen fast dicht erscheinen. Die Grundmasse dieser umgewandelten *Vitrophyre* besteht jetzt aus winzig kleinen Plagioklaskörnern, Biotitblättchen, Amphibol- und Epidotstengelchen in wechselnden Mengenverhältnissen. Als Einsprengling kommt auch hier Andesin in kleinen Krystallen vor.

Neben diesen dunkelgrauen feinkörnigen bis dichten Porphyriten, in welchen der Grössenunterschied zwischen den Einsprenglingen und den kleineren Feldspaten meistens dem blossen Auge nicht deutlich wahrnehmbar wird, giebt es eine Menge anderer porphyritischer Gesteine, in welchen man schon makroskopisch in der feinkörnigen bis dichten, dunkelgrauen oder röthlichbraunen, zuweilen gräulichweissen Masse zahlreiche Einsprenglinge von Plagioklas beobachtet.

Diese Plagioklase zeigen ganz dieselben optischen Eigenschaften wie die Andesine der früher beschriebenen Porphyrite. Sie sind meistens sehr scharfeckig begrenzt, oft kurzsäulenförmig mit rektangulären oder sechsseitigen Durchschnitten, und können eine Grösse von 4×6 mm erreichen. Neben ihnen kommen meistens einsprenglingsartig hervortretende Biotitanhäufungen, die wohl auch hier als Pseudomorphosen zu deuten sind, ob nach Olivin oder ein Mineral der Amphibol- und Pyroxenfamilie, darüber kann man höchstens nach dem übrigen Bestand eine Vermutung aufstellen.

Die Grundmasse besteht auch hier hauptsächlich aus Plagioklas, welcher aber nur relativ selten in Gestalt von trachytoidal angeordneten Leistchen vorkommt. Meistens bildet er kleine rundliche Körner, deren Durchmesser $0,01-0,1$ mm betragen. Zugleich findet man aber auch grössere, einheitlich orientirte Partien von einem Plagioklas (Oligo-

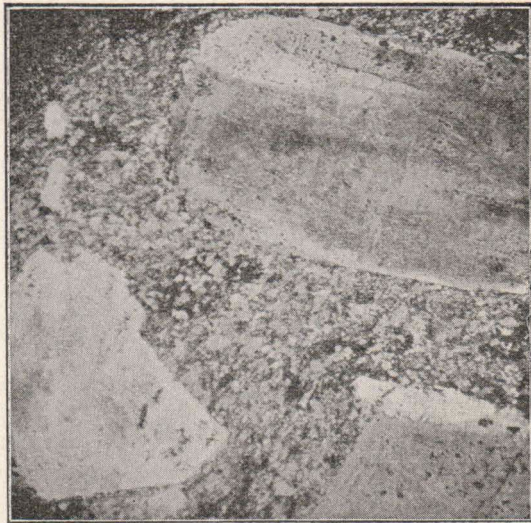


Fig. 19.
Porphyrit als Geröll im Conglomeratschiefer von Hormistonlahti in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

klas), welche jede für sich eine ganze Menge dieser kleineren Körnchen umschliessen. Diese Erscheinung giebt sich in den Dünnschliffen bei schwächeren Vergrösserungen als eine eigenthümliche moiréartige Fleckigkeit kund. (Fig. 19). Ausserdem kommen als Gemengteile der Grundmasse reichlich Biotitblättchen, Epidotkörner und kleine Titanitkrystalle vor. Die Biotitblättchen treten meistens zu länglich ausgezogenen Streifen zusammen, was dem Gestein eine jedoch nur undeutlich hervortretende Parallelstruktur verleiht. Diese Streifen biegen sich schonend um die Ecken der Einsprenglinge und dürften wohl schon vor der Pressung des Gesteins durch eine ursprünglich vorhandene Fluidalstruktur veranlagt worden sein. Doch folgen auch sekundäre Spalten, welche oft mehrere Feldspate durchschneiden, vorwiegend derselben Richtung. Auch die neugebildeten Körner von Quarz, welche man in Häufchen neben den Einsprenglingen beobachtet, liegen vorwiegend an den beiden polären Enden derselben, wo sich bei der Zerdrückung des Gesteins am leichtesten klaffende Spalten bildeten. Die vorhandene Parallelstruktur muss somit in einigen Fällen durch diese sekundären Vorgänge accentuirt worden sein.

Unter den Porphyriten mit dichter, meistens röthlichbrauner Grundmasse giebt es nun solche, welche im Vergleich mit den vorigen eine etwas veränderte Mineralbeschaffenheit zeigen. Neben den Andesinen kommen in ihnen Orthoklase als Einsprenglinge vor, die zum Teil in Mikroklin umgewandelt worden sind. In einigen Varietäten sind noch die Andesine häufiger vorhanden. Diese stehen den früher beschriebenen noch sehr nahe. In anderen gewinnt der Kalifeldspat entschieden das Übergewicht bis er die übrigen vollkommen verdrängt. Die Orthoklaskrystalle sind z. T. einfach, z. T. Karlsbaderzwillinge und können zuweilen mit Andesin primär verwachsen sein. Einzelne Orthoklaskrystalle sind von zahlreichen runden Körnern von neugebildetem Mikroklin durchwachsen, deren Formen und Verteilung an diejenigen der Glaseinschlüsse der Feldspate in den jüngeren Effusivgesteinen erinnern (Fig. 20). In der That lässt es sich wohl denken, dass sie durch die Umwandlung solcher Glaseinschlüsse entstanden sind.

Neben den Feldspateinsprenglingen kommen in einigen dieser Gesteine Anhäufungen von Biotitblättchen, zum Teil mit Amphibolstengeln und Quarz vergesellschaftet, vor, welche gegen die umgebende feinkrystallinische Grundmasse äusserst scharf und geradlinig begrenzt sind. Dass diese Anhäufungen Pseudomorphosen nach einem idiomorphen magnesiareichen Minerale sind, daran ist hier nicht zu zweifeln,

es lässt sich aber jetzt nicht aus deren Umrissen mit Sicherheit unterscheiden, welches Mineral es gewesen ist.

Die Grundmasse zeigt auch in diesen Gesteinen mehrere verschiedene Strukturmodifikationen, welche den früher beschriebenen völlig analog sind. In einigen Proben besteht sie vorwiegend aus schmal leistenförmigen Orthoklasen, die oft deutlich fluidal angeordnet sind, wobei die Struktur eine sehr typisch *trachytoide* ist (Fig. 21). In anderen Varietäten besteht die Grundmasse wieder aus äusserst feinen Orthoklaskörnern, welche von demselben Mineral verkittet werden, wobei diese verkittende Substanz auf grösseren Flächen einheitlich orientiert ist. Das Präparat erscheint deswegen im polarisirten Licht wie in mehrere Felder zerteilt, die abwechselnd heller und dunkler sind. Diese Felder sind länglich ausgezogen mit eigentümlich zackiger Begrenzung und liegen mit ihrem längsten Durchmesser ungefähr parallel. (vergl. Fig. 20). Es erinnert die Erscheinung sehr an die s. g. *eutaxitische* Struktur der jüngeren

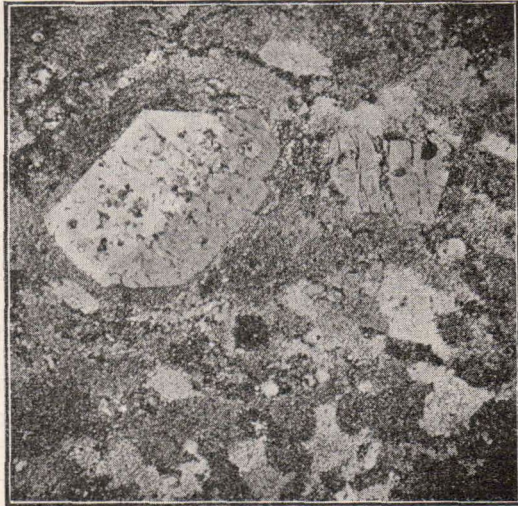


Fig. 20.

Orthoklasporphyrit (umgewandelter Trachyt) mit schlieriger Grundmasse, Geröll von Hormistonlahti in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

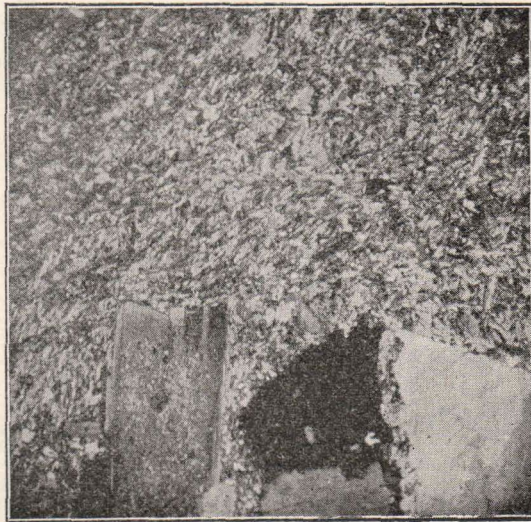


Fig. 21.

Porphyrit (umgewandelter Trachyt) mit trachytoidaler Struktur. Geröll von Paavola in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Effusivgesteine und dürfte in der That durch eine soche ursprünglich veranlagt gewesen sein. Denn wenn einmal die Grundmasse sich bei ihrer Erstarrung in eine Menge länglich ausgezogener Schlieren teilte, die durch perlitische Sprünge von einander getrennt wurden, so lässt es sich leicht denken, dass bei der späteren Entglasung des Gesteins die Feldspatbildung innerhalb jeder Schliere unabhängig vorschreiten konnte.

Zuweilen tritt diese Struktur dadurch noch deutlicher hervor, dass einige der Schlieren viel reicher als die übrigen an neugebildeten Epidotkörnern sind, die gelegentlich mit Biotitschüppchen vergesellschaftet sind.

In einigen Varietäten, in welchen die Grundmasse sehr feinkörnig ist, werden die Fleckchen ganz klein.

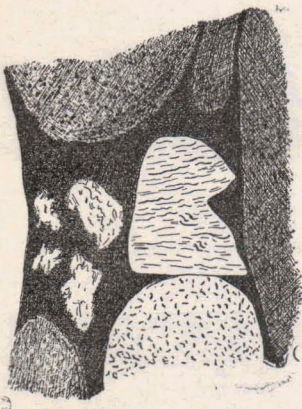


Fig. 22.

Fluidalstruktur in einem Gerölle im Conglomeratschiefer von Mahlamäki in Teisko. C. $\frac{1}{3}$ der nat. Gr.

erweislich sekundärer Gemengteil. Seiner Primärbeschaffenheit nach dürften somit die zuletzt beschriebenen Gesteine mit den jüngeren *Trachyten* übereingestimmt haben. Zum grossen Teil scheinen sie glasführend gewesen zu sein, sind also als ursprüngliche *Hyalotrachyte* zu bezeichnen. Sie sind wie schon hervorgehoben durch häufige Übergänge mit den früher beschriebenen umgewandelten Andesiten verbunden.

Dennoch habe ich auch bei Veittjärvi und Heiñänen Gerölle von einem Gestein gefunden, in welchem Quarz in der Grundmasse als unzweifelhaft primärer Gemengteil in reichlicher Menge vorhanden war. In diesem Gestein findet man ganz kleine Einsprenglinge von Andesin, welche von einer reichlichen Masse umgeben sind, die aus Ortho-

In einzelnen Geröllen dieser dichten Porphyrite kann man eine deutliche Fluidalstruktur schon mit dem blossen Auge an der Oberfläche der Conglomeratfelsen erkennen. Das Gestein zeigt zahlreiche, dunklere Streifen, die parallel verlaufen und welche sich um die Einsprenglinge in zierlicher Weise winden, die aber an den äusseren Grenzen der Gerölle scharf abbrechen, woraus deutlich hervorgeht, dass man es mit einer primären Erscheinung zu thun hat (Vergl. Fig. 22).

Quarz kommt in diesen Gesteinen wie gewöhnlich als Neubildung vor, jedoch meistens nur auf Spalten, welche die Gerölle durchziehen, oder in anderen Formen als

klas in Verwachsung mit winzig kleinen Quarzstengeln besteht, welche zuweilen sehr regelmässig dreieckig begrenzt sind. Wo nicht die primäre Struktur durch die stellenweise reichlich vorsichgegangene Neubildung von Quarz verhüllt worden ist, tritt sie mit solcher Deutlichkeit hervor, dass man nicht daran zweifeln kann, dass man es mit einem echten, primären Mikropegmatit zu thun hat. Dieses geht am deutlichsten daraus hervor, dass dieser Mikropegmatit an den Grenzen gegen die idiomorphen Andesine scharf abbricht, und dass somit der Mikropegmatit auch hier ein nur während einer bestimmten Periode der Gesteinsverfestigung entstandener Gemengteil ist.

Dieses Gestein dürfte schon seiner ursprünglichen mineralogischen und chemischen Beschaffenheit nach mit einem *Dacit* übereingestimmt haben, obgleich es keine einsprenglingsartig hervortretenden Quarze enthält.

Es giebt aber auch Varietäten dieser dichten Porphyrite, in welchen man Anhäufungen von Quarzkörnern findet, deren scharfe äussere Begrenzung an diejenigen eines primären Minerals erinnert. Die Beschaffenheit des Gesteins lässt die Anwesenheit von primären Quarzkrystallen nicht gerade unwahrscheinlich erscheinen. Ganz sicher darf man jedoch nicht behaupten, dass in dieser eruptiven Reihe auch ursprünglich echte *Rhyolite* vorhanden waren; jedenfalls stehen aber die zuletzt erwähnten Gesteine solchen sehr nahe.

Auch die zuletzt beschriebenen Gesteine zeigen gelegentlich Erscheinungen, welche wir auf eine ursprünglich stattgefundene Verwitterung einzelner Gerölle bezogen haben. Es treten dann besonders Quarz sowie auch Biotit oder Muscovit reichlicher als sonst und in ganz unregelmässiger Verteilung auf.

Wie aus den oben angeführten Gesteinsbeschreibungen hervorgeht, zeigen diejenigen der als Gerölle angetroffenen Gesteine, die wir unter dem Collectivnamen Porphyrite aufgeführt haben, eine Beschaffenheit, welche trotz der erlittenen Metamorphose ihre Natur echter Ergussgesteine ausser allem Zweifel stellt. Sie bilden eine durch stetige Übergänge verbundene Reihe von Gesteinen, von denen die Mehrzahl ihrer ursprünglichen Beschaffenheit nach mit den jüngeren *Andesiten* übereingestimmt haben. Unter ihnen konnten wir zwei Hauptgruppen unterscheiden, von denen die eine durch den wenig hervortretenden Gröszenunterschied der Feldspatgemengteile und die Leistchenform der Grundmassenfeldspate, die andere durch den ausgeprägter porphyritischen Charakter und die feinkörnige und zwar oft eigenthümlich flammige Grundmasse gekennzeichnet wurde. Diese waren wieder

durch allmälige Übergänge mit orthoklasreichen Gesteinen verbunden, welche ihrer ursprünglichen Beschaffenheit nach mit den jüngeren *Trachyten* übereingestimmt, und in einzelnen Fällen sich sogar den *Daciten* und *Rhyoliten* genähert haben dürften. Von den meisten dieser Typen fanden wir wieder Varietäten von wechselnder Korngrösse, z. T. solche, die ursprünglich glasführend gewesen sein müssen.

Im anstehenden Fels habe ich nur Gesteine der zweiten Gruppe gefunden. Im Liegenden der Conglomerate kommen nämlich etwa 800 m niedriger in der Lagerreihe oft Einlagerungen von Gesteinen vor, welche mit den als Gerölle angetroffenen metamorphosirten Trachyten vollständig übereinstimmen. Da nun diese Gesteine auch gelegentlich eine Annäherung an eine andesitische Ausbildung zeigen, ist es wahrscheinlich, dass auch die übrigen Gesteine dieser eruptiven Reihe aus demselben Nivau stammen. Echte »archaische Andesite« kommen übrigens als Einschlüsse in den Uralitporphyriten von Tammela vor, welche auch ungefähr derselben Zeit angehören dürften.¹

Porphyritoide.

Sehr häufig kommen unter den Geröllen auch solche vor, die aus einem dunkelgrauen oder grünlichschwarzen Gestein bestehen, welches mit den dunklen Porphyriten recht grosse Ähnlichkeit zeigt. Es besteht nämlich auch aus porphyrtartig hervortretenden Plagioklaskrystallen in einer feinkörnigen bis dichten Grundmasse, welche sich aber oft durch eine ausgeprägte Flasrigkeit von derjenigen der echten Eruptivgesteine unterscheidet. Es sind dies Gesteine, die ich wegen des zugleich porphyritischen und schieferigen Charakters als Porphyritoide bezeichnet habe.

Unter dem Mikroskop erkennt man in dem Gestein zahlreiche Krystalle und scharfsplitterige Krystallfragmente von Andesin, die in einer feinkörnigen Masse liegen, welche zuweilen fast nur aus Biotitschüppchen, meistens aber aus solchen nebst Körnern von Plagioklas, Quarz, Epidot etc. besteht. Zuweilen kommen auch Uralite oder Anhäufungen von kleinen Biotitblättchen einsprenglingsartig vor. Der Quarz ist wie gewöhnlich in sehr wechselnder Menge und unregelmässiger Verteilung als sicher sekundärer Gemengteil vorhanden. Auch sind die Feldspate einzelner Proben wie von einem Staub neugebildeter feiner Biotitschüppchen und kleiner Epidotkrystalle überstreut, während sie in anderen ganz klar sind.

¹ l. c. S. 117 u. Tafel V, Fig. 5.

Da diese Gesteine meistens keine deutliche Schichtung zeigen, kann man oft zweifelhaft sein, ob sie nicht wie die übrigen Ergussgesteine sind. Das Fehlen jeder echten Eruptivstruktur, auch in den Varietäten, in welchen das Korn genug gross ist, um eine solche hervortreten zu lassen, spricht jedoch dagegen. Andere Beobachtungen an dem anstehenden Gestein, welche wir im folgenden anführen werden, sprechen auch dafür, dass wenigstens ein Teil dieser flasrigen Porphyritoide Tuffe sind, welche mit den effusiven Andesiten genetisch verbunden sind und die wahrscheinlich zum Teil subaërisch abgelagert wurden, was das Fehlen der Schichtung erklären würde.

Doch zweifle ich noch daran, ob man in jedem Einzelfalle diese Gesteine von den entsprechenden Ergussgesteinen, besonders von denjenigen, in welchen eine ursprünglich glasige Grundmasse in ein feinkörniges Mineralaggregat umgewandelt worden ist, sicher trennen können wird.

Dieses Gestein findet man wie gesagt im unmittelbaren Liegenden der Conglomeratlager anstehend, und wir werden daher im folgenden zu ihm zurückkehren und dann die verschiedenen Varietäten näher kennen lernen.

Phyllit.

Besonders bei Hormistonlahti findet man sehr zahlreiche Gerölle, die aus einem Phyllit bestehen, der mit demjenigen, der im Süden von der gerölleführenden Zone in grösseren Massen ansteht, vollständige Übereinstimmung zeigt. Es ist ein dunkelgraues, hauptsächlich aus kleinen Biotitschüppchen sowie Quarz und Feldspatkörnern bestehendes Gestein, welches eine schöne Schichtung zeigt, die von der äusseren Grenze der Gerölle *scharf abgeschnitten* wird. Da ich im folgenden bald das anstehende Gestein ausführlich beschreiben werde, verweise ich den Leser auf diese Schilderung.

Viele Gerölle, besonders im Gestein von Hormistonlahti, bestehen auch aus dem an Feldspat- und Quarzkörnern reicherer Schiefer, welcher in Wechsellagerung mit dem Phyllit von Näsijärvi vorkommt, und welchen wir unter dem Namen leptitartiger Phyllit im folgenden näher kennen lernen werden. Die Übereinstimmung mit dem anstehenden Gestein ist auch hier eine vollständige. Dieses Gestein bildet wie der typische Phyllit vorwiegend kleinere, kantengerundete Gerölle; jedoch kommen auch einzelne vor, welche grösser sind.

Quarzit.

Im Conglomeratschiefer von Heinänen habe ich mehrere ganz kleine Gerölle beobachtet, welche aus einem Quarzit bestanden, der lediglich aus rundlichen, 0,05—0,2 mm im Durchschnitt messenden, dicht an einander gereihten Quarzkörnern zusammengesetzt war.

Das Gestein habe ich nicht anstehend beobachtet. Die Gerölle dürften aber aus derselben Lagerreihe stammen, welcher die Conglomerate, Phyllite etc. angehören. Denn diejenigen Quarzite, die man im Liegenden dieser Schiefer antrifft, sind dem Gestein der Gerölle nicht ähnlich, sondern zeigen die Beschaffenheit, welche für stark mechanisch metamorphosirte Quarzite charakteristisch ist, indem die einzelnen Individuen nicht wie hier rundlich begrenzte, sondern zackig in einander greifende Körner bilden.

Ursprüngliche Formen der Gerölle.

Durch vorsichtige Hammerchläge gelingt es oft, die an den Geröllen noch haftende Schiefermasse fast vollständig zu entfernen, und sie zeigen dann die ursprüngliche Gestalt echter Rollsteine in solcher Deutlichkeit, dass man einzelne von ihnen beim ersten Blicke mit quartären Geröllen verwechseln könnte. Der firnissartige Überzug, welcher sie umgiebt, und der aus feinen Glimmerblättchen oder Hornblendenaedeln, Kalkspatkörnern u. dergl. besteht, ist demjenigen Überzug nicht unähnlich, welchen Luft, Wasser und Pflanzen den modernen Geröllen verleihen. Durch die Einwirkung der Atmosphärien, welche ihre Auspräparirung noch besser als künstliche Hilfsmittel bewirken, werden sie aber noch vollständiger gereinigt. Würde man einige in dieser Weise auf allen Seiten gereinigte Gerölle mit anderen quartären Geröllen vermischen, so könnte auch ein routinirter Glacialgeologe sich von ihnen täuschen lassen.

Die Fig. 23 zeigt einige derjenigen Gerölle, in welchen die ursprünglichen Gestalten am besten zum Vorschein kommen. Vergl. auch die Tafeln I—II und Fig. 2, welche die scharfe Begrenzung und regelmässig rundlichen Durchschnitte deutlich wiedergeben.

Die aus Syenit und Quarzdiorit bestehenden Gerölle sind diejenigen, welche die wohlgerundete ellipsoidische Gestalt am schönsten zeigen. Vergl. Fig. 23, B. Ähnliche Formen zeigen auch die zähen dioritähnlichen Porphyritgesteine. Die dichteren, »felsitischen« Varietäten derselben Gesteine besitzen dagegen oft eine langgezogen platte Gestalt, welche wie es scheint schon ursprünglich vorhanden war und wohl auf

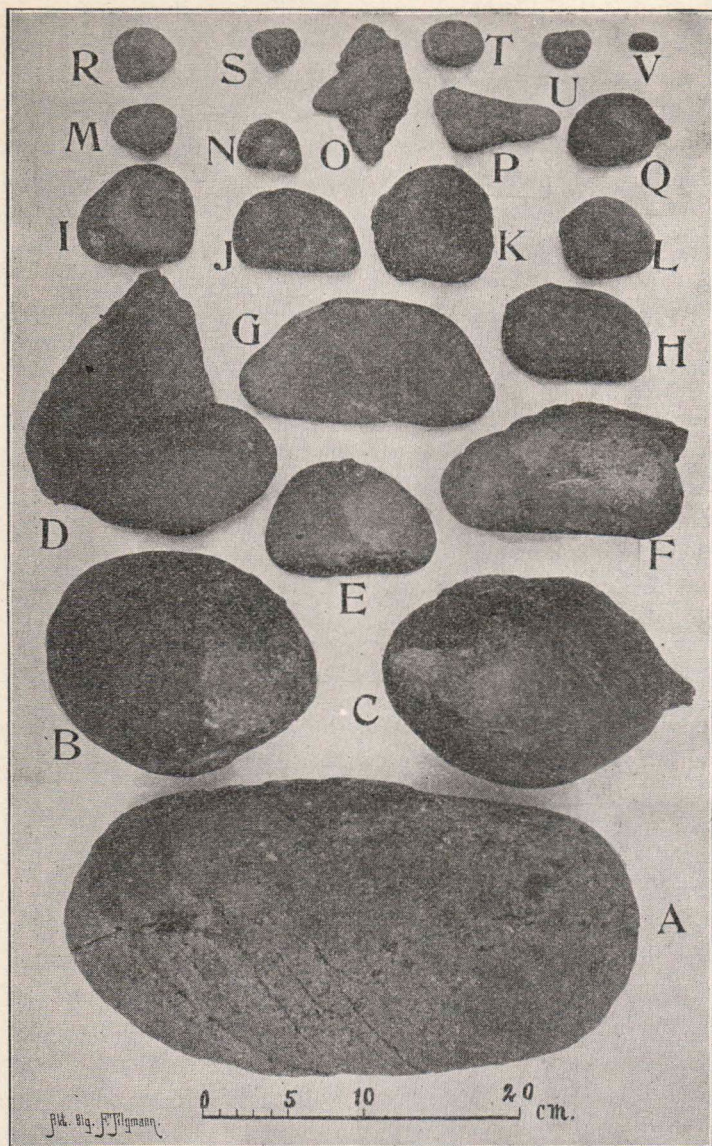


Fig. 23. Gerölle aus den Conglomeratschiefern der Gegend von Tammerfors, z. T. mit anhaftender Schiefermasse. A—D, H—K, N, und P von Paavola in Teisko E—G, L, M, Q, R, T, und U von Veittjärvi in Ylöjärvi, O, S und V von Hormistonlahti in Teisko. Von diesen bestehen B und N aus Syenit, C, I und K aus Diorit oder dioritähnlichem Porphyrit, D, E—G, I, L, M, P, Q, R, T und U aus verschiedenen Porphyritvarietäten O und S aus Phyllit, A, H und V aus Porphyritoid.

der Zerklüftung des Eruptivgesteins beruht, aus dem sie bestehen. Die aus porphyritoidischen Gesteinen bestehenden Gerölle scheinen auch oft ausgeplattet rundliche Formen zu besitzen. Diejenigen Gerölle, die aus Phyllit bestehen, sind meistens kleiner wie die übrigen und besitzen eckige oder nur an den Kanten abgerundete Formen. Eine dreieckige Gestalt ist nicht selten vorhanden. Vergl. Fig. 23, S. Ganz ähnliche Formen und Grössen besitzen die Gerölle, welche sich noch heutzutage aus dem am Näsijärvi anstehenden Phyllit an den Ufern desselben bilden. Von dem Wellenschlag wird das bröckliche Gestein in kleinere Stücke zerschlagen, ehe die Gerölle gerundet werden können.

Endlich giebt es auch mehrere Stellen, wo nicht nur die Phyllitgerölle, sonder auch die übrigen, obgleich sie gut getrennt sind und keine Deformation erlitten haben, eine eckige Gestalt besitzen, so dass das Gestein eher *Breccia* als Conglomerat genannt werden kann. Diese Varietät tritt aber nur mehr local und in naher Verbindung mit den echten Conglomeraten auf, so dass es wahrscheinlich erscheint, dass auch diese Gesteine Uferbildungen waren, in welchen aber die Gesteinsplitter nicht lange von den Wellen gerollt wurden, ehe sie in dem Sande eingebettet wurden.

Deformationen der Gerölle.

Die ursprünglichen Gestalten der Einschlüsse sind jedoch nur relativ selten vollständig erhalten. Meistens zeigen auch die am meisten verschonten Gerölle geringere Deformationen, so dass sie entweder schwach ausgeplattet werden oder eine Annäherung an eckigere Gestalten zeigen. Vergl. Fig. 23. Dass dieses durch mechanische Einwirkungen zu Stande gebracht ist, wobei die nahe an einander liegenden Gerölle oft gegenseitig ihre Gestalten beeinflussten, geht aus der Fig. 2 deutlich hervor. Noch häufiger kommt es vor, dass die Gerölle in der Weise deformirt worden sind, dass sie zuerst in mehrere Teile zerdrückt wurden, welche dann gegen einander um ei-



Fig. 24.

Geröll von Porphyrit im Conglomeratschiefer von Veittijärvi in Ylöjärvi, das in mehrere Teile zerdrückt worden ist, $\frac{1}{3}$ der nat. Grösse.

nige mm verschoben sind. Bei der Vermehrung solcher Gleitfugen kann das ganze Geröll stark ausgewalzt worden sein. Fig. 23 A, und die



Fig. 25.
Grosses Geröll von dioritartigem Porphyrit im Conglomeratschiefer von Yli-Paavola in Teisko, welches in mehrere Teile zerdrückt worden ist. $\frac{1}{4}$ der nat. Grösse.

Figg. 24 und 25 zeigen Gerölle, welche auf diese Weise in mehrere dünne, gegen einander nur wenig verschobene Platten zerteilt worden sind. Diese Zerteilung war in vielen Fällen schon durch eine ursprünglich vorhandene Parallelstruktur im Gerölle veranlagt. Da es sich

somit auf den weniger stark deformirten Geröllen so deutlich zeigt, dass die Umformung nicht »bruchlos« geschah, ist man wohl berechtigt schon daraus zu schliessen, dass auch in den sehr stark ausgewalzten Varietäten dieser Conglomeratschiefer die Umformung der Gerölle in der Weise geschah, dass jedes Stück sich durch unzählige kleine Brüche in einzelne Stücke zerteilte, welche dann gegen einander verschoben wurden. Es zeigt sich aber auch deutlich, dass im Zusammenhang mit dieser mechanischen Zerdrückung hier wie gewöhnlich starke Mineralneubildungen stattfanden, welche sich vorzugsweise an den schwanzartig ausgepressten Enden der Gerölle ansiedelten. Auch im übrigen zeigen diese stark ausgepressten Conglomeratschiefer keine Abweichungen von den schon mehrmals an anderen Orten beschriebenen gepressten Conglomeraten.

Im Zusammenhang mit der mechanischen Zerdrückung des Gesteins dürfte auch die Erscheinung stehen, dass mehrere der Gerölle von Veittijärvi und anderen Localitäten von schmalen Quarzadern durchzogen sind, welche nicht in die umgebende Schiefermasse übergehen. Sie könnten wohl auch schon in dem anstehenden Gestein, aus welchem das Gerölle gebildet wurde, entstanden sein. Dann müsste man aber erwarten, dass die Quarzadern aus der Oberfläche der Gerölle in der Form von Wülsten hervorragen würden, was aber nicht beobachtet wurde.¹ Die Verteilung dieser Quarzadern ist auch eine solche, dass es wahrscheinlich erscheint, dass sie erst bei dem Aufrichten der Schichten durch Druck auf das starre Gestein entstanden. Die zuweilen recht lose Verbindung zwischen den Geröllen und der umgebenden Schiefermasse und die verschiedene Festigkeit beider machen es erklärlich, dass sie nicht in dem Schiefer fortsetzen.

Grösse der Gerölle.

Die Grösse der Gerölle ist eine sehr wechselnde (Vergl. die Figg.) Das grösste von denen, die ich wahrgenommen habe, befand sich bei Paa-vola (Kumminniitty) in Teisko und bestand aus dioritähnlichem Porphyrit. Die Dimensionen in den drei Hauptrichtungen waren 48, 35 und 18 cm. Ein aus Syenit bestehendes Geröll von Kärki maass 45, 38 und 12 cm.

Anderseits giebt es auch Gerölle, die bei einem Durchmesser

¹ Vergl. *J. Lehmann*, Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine s. 124 ff.

von 2 und 1,5 cm die Rundung noch deutlich zeigen. Diejenigen, welche kleiner sind, besitzen vorwiegend mehr eckige Gestalten.

Auf je einen Quadratmeter rechnet man gewöhnlich c. 300—400 Gerölle, es wechselt aber natürlich diese Zahl mit der Grösse der Gerölle. In den Gesteinen, wo sie alle ganz klein sind, sind gewiss Tausende von Schnitten in jedem Quadratmeter zu sehen, in den groben Conglomeraten dagegen nur ganz wenige.

Relative Menge der als Gerölle vorkommenden Gesteine.

Wie aus an mehreren Localitäten angestellten »Steinrechnungen« hervorgeht, bilden die Porphyrite in ihren verschiedenen Varietäten meistens über die Hälfte der Gerölle, und werden oft fast allein herrschend. Nächst ihnen sind die Porphyritoide am häufigsten repräsentirt. Die aus Phyllit und Leptit bestehenden Gerölle sind, wenn sie überhaupt vorkommen, meistens sehr zahlreich, während dagegen die syenitischen und dioritischen Tiefengesteine, obgleich besonders erstere sehr konstant an den verschiedenen Localitäten angetroffen werden, immer in geringer Menge vorkommen. Fast niemals dürften sie über 2 0/0, meistens aber unter 1 0/0 der ganzen Anzahl betragen. Die mittelkörnige Varietät ist immer viel häufiger, vielleicht doppelt zahlreicher im Vergleich zu der grobkörnigen vorhanden.

Lage der Gerölle im Gestein.

Auch die Lage der Gerölle im Gestein ist wie schon aus den Tafeln ersichtlich sehr verschieden. Gewöhnlich liegen sie mit ihrem kleinsten Durchmesser normal gegen die Schieferung des Gesteins, welche mit der Schichtung übereinstimmt. Diese Lage ist in mehreren Fällen eine ursprüngliche, in anderen berührt sie auf nachträglichen Druckwirkungen. Die längsten Durchmesser der länglich ausgezogenen Gerölle können innerhalb der Schichtebene jede beliebige Lage einnehmen. (Vergl. Tafel I). Es können aber auch die länglichen Gerölle gelegentlich ganz schief gegen die deutlich wahrnehmbare Schichtung liegen (Vergl. Tafel II), was auch ein starker Beweis für ihre Natur echter Gerölle sein dürfte.

Beschaffenheit des Cämentes.

Wenn ich nun zur Schilderung des Cämentes übergehe, so ist erstens zu bemerken, dass in vielen der betreffenden Gesteine bezüglich der Korngrösse kein scharfer Unterschied zwischen den Geröllen und dem Cäment besteht.

Dieses gilt besonders vom Gestein von Heinänen. Unter den makroskopisch sichtbaren Geröllen giebt es schon zahlreiche, deren Grösse kaum diejenige einer Erbse erreicht. Mikroskopisch beobachtet man nun zahlreiche noch kleinere Fragmente, an welchen man bei einem Durchmesser von 0,3 mm noch zuweilen eine deutliche Rundung der Ecken wahrnehmen kann. Auch in diesen kleinen Fragmenten kann man die Gesteinbeschaffenheit oft gut erkennen, besonders wenn sie aus Phyllit oder aus Eruptivgesteinen mit dichter Grundmasse beste-

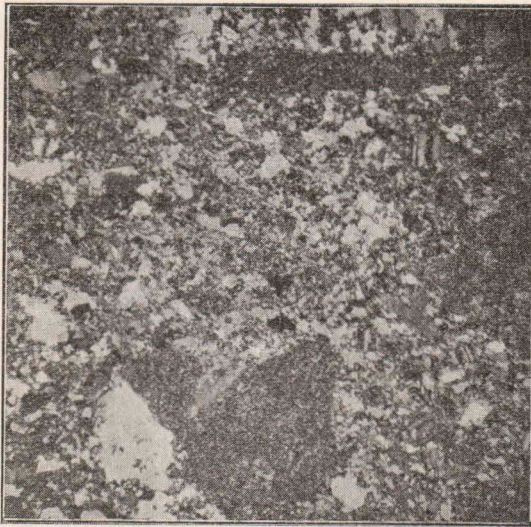


Fig. 26.

Conglomeratschiefer von Heinänen in Teisko. Nicols gekreuzt, Vergr. 18.

hen, in welchen letzteren die Einsprenglinge von den Grenzen des Fragmentes oft scharf abgeschnitten werden. In einem Dünnschliffe, dessen Areal c. 15 cm² betrug, konnte ich wenigstens 25 verschiedene Gesteinsfragmente unterscheiden.

Zwischen den Gesteinsplittern findet man nun in diesem Gestein zahlreiche eckige Fragmente von Plagioklas, welcher ganz dieselbe Beschaffenheit wie der Andesin der geschilderten porphyritischen Effusivgesteine besitzt, daneben in spärlicherer Menge Fragmente

von Labrador (mit einer Maximalauslöschung von 15° in symmetrischen Schnitten), weiter reichlich Biotitschüppchen, die oft zu kleinen Anhäufungen zusammentreten, rundliche Körner von Quarz mit einem Durchmesser von höchstens 0,5 mm, auf einzelnen Stellen Körner von Mikroklin und von Mikropegmatit. Ausser diesen Gemengteilen, welche beweislich allothigen oder durch die Umwandlung von allothigenen Gemengteilen entstanden sind, trifft man aber auch neugebildete Körner von Epidot und Quarz, unregelmässig ausgestreute Schuppen von Biotit und Muscovit etc. an, welche nicht nur zwischen den übrigen Gemengteilen, sondern auch ihre Grenzen überquerend und unregelmässig in denselben eingestreut vorkommen. Dadurch cämentiren sie das Ganze

zu einer fest verbundenen Masse von durchaus krystallinischem Charakter (Vergl. Fig. 26).

Die Abbildungen dieser Conglomeratschiefer und die petrologische Schilderung, bei welcher es hauptsächlich gilt die ursprüngliche Beschaffenheit zu reconstruieren, und wo deswegen alle primären Züge gleichsam mit übertriebener Deutlichkeit hervortreten müssen, werden leicht die Vorstellung hervorrufen, dass das Gestein noch durchaus den Habitus eines klastischen Conglomerates besitzt, und dass es somit unrichtig ist, dasselbe als einen krystallinischen Schiefer zu bezeichnen. Nimmt man die Wörter krystallinisch und klastisch als Gegensätze, und will man somit nur diejenigen Gesteine krystallinisch nennen, welche vorwiegend oder ausschliesslich aus authigenen Gemengteilen bestehen, so wäre wohl das betreffende Gestein eher zur Abteilung der klastischen Gesteine zu rechnen. Dann werden aber eine Menge der typischsten »krystallinischen Schiefer« dasselbe Schicksal erfahren. Denn wann wurde von den Phylliten, Hornblendeschiefern etc. der Beweis erbracht, dass in ihnen jedes Quarz- oder Feldspatpartikelchen authigen entstand?

Nimmt man aber den Namen krystallinischer Schiefer mehr als eine Bezeichnung für den *Habitus*, dann ist dieses Gestein sicher dieser Gruppe zuzuzählen. Es wird übrigens jedem, der sich für diese Sache interessirt, leicht sein, sich ein Stück von diesem Conglomeratschiefer zu verschaffen, und ich zweifle nicht daran, dass die meisten Petrologen es genügend krystallin finden werden. Meiner Ansicht nach steht z. B. der von Sauer beschriebene Conglomeratgneiss von Ober-Mittweida den klastischen Gesteinen noch viel näher als die hier geschilderten Gesteine.

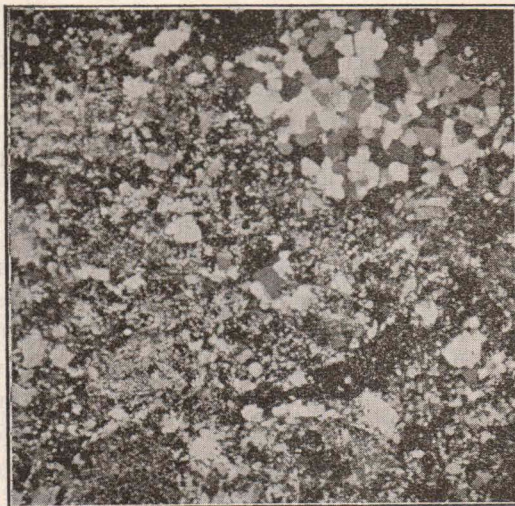


Fig. 27.

Conglomeratschiefer von Palovuori in Teisko. Rechts oben ein Quarzitgeröll. Nicols gekreuzt, Vergr. 18.

Übrigens tritt die klastische Beschaffenheit nur selten so deutlich hervor wie in der Varietät von Heinänen.

Untersucht man z. B. das Cäment des Gesteins, welches in Palo-vuori in Teisko (O. von Heinänen) ansteht, so findet man, dass hier weit reichlicher Biotit als in dem vorigen vorkommt. Er tritt nicht nur in den schon mehrmals erwähnten wohlbegrenzten Anhäufungen auf, welche wie es scheint aus der pseudomorphosenartigen Umwandlung verschiedener Mineralien entstehen können, sondern kommt auch zwischen und in den übrigen Mineralien eingestreut, dieselben mit einander fest verbindend, vor. Obgleich die klastischen Gemengteile in diesem Gestein nicht eben so scharf begrenzt sind wie in dem Gestein von Heinänen, kann man mit einiger Aufmerksamkeit auch hier eine ganze Menge Gesteinsfragmente verschiedener Beschaffenheit unterscheiden. In einem Dünnschliff, dessen Areal c. 4 cm² betrug, konnte ich wenigstens hundert Fragmente, die 0,5—1 mm im Durchschnitt massen, unterscheiden, dagegen nur ein einziges Stück, dessen Durchmesser 2 mm betrug.

Der Conglomeratschiefer von Hormistonlahti und den Localitäten östlich davon ist, was das Cäment angeht, oft dem Gestein von Heinänen ähnlich. Der klastische Charakter tritt jedoch nicht ganz ebenso deutlich wie in diesem Gestein hervor, und zwischen den kleinen Gesteinsfragmenten findet man Biotit in sehr reichlicher Menge. Es giebt aber hier auch Gesteine, in welchen das Cäment hauptsächlich aus Hornblende-(Uralit)körnern gebildet wird und als tuffartig bezeichnet werden muss.

Das Gestein in dem nördlichen Conglomeratlager im N.O. von Hormistonlahti, z. B. dasjenige, welches aus der Kanalsprengung von Ala-Pirilä genommen wurde, hat, was das Cäment anbetrifft, z. T. einen etwas verschiedenen Charakter. Dieses Gestein erweist sich mikroskopisch als von kleinen Biotitschüppchen vollständig durchwachsen, und im Cäment kommen auch kreuz und quer liegende Strahlsteinstengel reichlich vor. Durch diese Neubildungen wird die makroskopisch so deutlich hervortretende Conglomeratstruktur stark maskirt.

In demjenigen Teil desselben Conglomeratlagers, welches im Süden von Tervojanlahti (W. von Värmälän Isokartano) ansteht, hat das Cäment eine grünliche Farbe und ist reich an Krystallen von Uralit. U. d. M. erkennt man, dass die Substanz dieser Krystalle z. T. von eingewanderten Biotitschüppchen ersetzt worden ist, welche auch übrigens im Gestein reichlich vorkommen. Auch Strahlsteinstengel

kommen hier überaus reichlich vor, das ganze Gestein wie ein Unkraut durchwachsend. Bei dem Vergleich mit anderen in der Nähe vorkommenden Gesteinen wird es klar, dass *Tuffmaterial* hier an der Zusammensetzung des Conglomerates beteiligt war.

Das Cäment des Gesteins von Veittjärvi unterscheidet sich von demjenigen der Gesteine von Hormistonlahti und Heinänen nur dadurch, dass hier Biotitschüppchen, Epidotstengel, Quarz- und besonders Kalkspatkörner reichlicher als dort vorkommen, und die klastische Struktur deswegen etwas mehr verwischt ist.

Es ist schwer, alle die meist geringfügigen Variationen genau zu verfolgen, durch welche sich die Conglomeratschiefer der verschiedenen Localitäten von einander unterscheiden. Wenn nun die Schilderung an Vollständigkeit etwas zu wünschen übrig lässt, so wird es jedem Leser leicht sein diese Lücken zu complettiren, weil wir im folgenden bei mehreren verschiedenen Schiefergesteinen ganz denselben Schwankungen, und zwar innerhalb etwas weiterer Grenzen, begegnen werden.

Doch werden wir noch im folgenden ein Conglomeratgestein kennen lernen, dessen Struktur von den früher geschilderten stärker abweicht und derjenigen eines Gneisses gleichkommt. Zuerst werden wir aber die noch unerwähnt gebliebenen Conglomeratvorkommnisse von demselben Typus, welcher bei Näsijärvi vorkommt, kurz berühren.

Übrige Vorkommnisse ähnlicher Conglomeratschiefer.

Ausser in der Gegend an beiden Seiten des Näsijärvi-Sees trifft man hier noch conglomeratische Bildungen an vielen anderen Stellen an, und zwar in all den verschiedenen Schiefergebieten.

Die unbedeutenden und wenig typischen Vorkommnisse im östlichen Teil des Tammerfors—Päijännegebietes wurden schon erwähnt. Im Westen von Tammerfors findet man in dem kleinen eckenartig vorspringenden Teil des Tammerforsgebietes ein Conglomeratlager, welches eine Mächtigkeit von 10—20 m besitzen dürfte. Die Gerölle, welche oft gut gerundet sind, bestehen vorwiegend aus porphyritischen und porphyritoidischen Gesteinen. Gerölle, die aus dem in der Nähe anstehenden *Leptit* bestehen, wurden auch beobachtet, was von Interesse ist, weil es beweist, dass dieser dem älteren Teil der hiesigen Schieferformation angehört. Das Cäment des Conglomerates ist z. T. tuffartig und zeigt oft keine augenfällige Schichtung.

Im *Suoniemigebiet* findet man am Südufer des Sees Mahnalan-selkä ein schmales Lager von stark gepresstem Conglomeratschiefer.¹ Auch der Leptit selbst ist wie aus der im folgenden zu gebenden Beschreibung hervorgehen wird, stellenweise conglomeratartig ausgebildet.

Im *Viljakkalagebiet* habe ich an einer Stelle einen wenig typischen, aber doch unzweifelhaften Conglomeratschiefer beobachtet und auch im *Heittolagebiet* wurde ein solches Gestein wahrgenommen. Weiter trifft man unter den einschlussartig im Granit von Jämijärvi vorkommenden relativ kleinen Schieferpartien solche an, die aus einem gut erkennbaren Conglomeratschiefer bestehen. Auf einem aus solchem Gestein bestehenden Felsen ist ein an der südlichen Seite der Landstrasse einige Kilometer O von der Kirche liegender Bauernhof gebaut.

Im südlichsten Teil des *Kankaanpäägebietes* findet man in der Nähe des Hofes *Isovesi* ein einige Meter mächtiges Conglomeratlager, in welchem die Gerölle meistens klein und ziemlich stark ausgepresst sind. Weiter steht dasselbe Gestein im S.O. von der Kirche Kankaanpää an und bildet hier nahe neben einander zwei in N. 30—70° W. streichende Lager, von denen das nördliche am Bauernhof Nevala, das südliche W. von Kalliomäki und Nevamäki zum Vorschein kommt. Unter den Geröllen wurden auch solche beobachtet, die aus granitischen Gesteinen bestehen.

Weiter findet man bei der Landstrasse im O. von der Kirche Kankaanpää zwei in N. 10—15° W. streichende Lager von einem Conglomeratgestein, welches z. T. eine fast massige Struktur besitzt und offenbar durch die Contacteinwirkung des im Norden davon anstehenden Granites, welcher in der Nähe in Form von Gängen häufig vorkommt, stark umgewandelt worden ist. Dieser Conglomeratschiefer schliesst sich somit schon dem im folgenden zu beschreibenden gneissartigen Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi an.

Endlich findet man auch im Schiefergebiet des nördlichen Lavias bei dem Bauernhof *Seppä* zwei schmale Lager von sehr typischem Conglomeratschiefer.

Alle diese zuletzt erwähnten Vorkommnisse habe ich nicht eingehender petrographisch untersucht. Es wäre aber eine sehr interessante Auf-

¹ Dieses Conglomeratlager glaubte ich früher, als ich noch nicht das Leptitgebiet von Suoniemi kennen gelernt hatte, den älteren Schiefen dieser Gegend zuzählen zu müssen (vergl. Fennia 8, N:o 3, S. 25). Bei der Revision der von einem Assistenten gemachten Aufnahme des nördlichen Suoniemis stellte es sich heraus, dass dieses Conglomeratlager an der Grenze zwischen den älteren und jüngeren Schiefen vorkommt, und unzweifelhaft zu den letzteren gehören muss.

gabe, das Studium der als Gerölle auf diesen verschiedenen Localitäten vorkommenden Gesteine in noch grösseren Details zu verfolgen. Denn ein solches Studium würde uns nicht nur weitere Aufschlüsse über die uralten vulcanischen Gesteine geben, die wir hier angetroffen haben, sondern könnte auch vielleicht bei einer durchgeführten statistischen Behandlung des Materiales einige Andeutungen von der Verbreitung der Gesteine liefern, welche zur Zeit der Bildung der Conglomeratlager an der Erdoberfläche lagen, also mit anderen Worten uns einen Einblick in die Geographie der einstmaligen Festländer geben, aus welchen alle diese Gerölle stammen.

Gneissartige Conglomeratschiefer (Conglomeratgneisse) von Suodeniemi.

Von überaus grossem Interesse ist ein Conglomeratschiefer, welcher in Suodeniemi dicht an der südwestlichen Grenze des Lavia—Suodeniemi-Schiefergebietes vorkommt und welcher unzweifelhaft auch derselben Reihe wie die im vorigen geschilderten Gesteine gehört. Er ist aber bei weitem stärker metamorphosirt wie diese, so dass die Struktur nicht derjenigen eines Phyllites, sondern eines Glimmerschiefers oder Gneisses gleichkommt.

Wenn man dem Pfad folgt, welcher S. von dem Bauernhof *Harju* in Suodeniemi gegen W. nach Heinäjärvi führt,¹ trifft man an der Waldgrenze im Süden von *Suodejärvi* einen Fels an, welcher aus diesem Gestein besteht. An dessen Oberfläche findet man mehrere tausende Schnitte dicht an einander liegender Gerölle von sehr verschiedener Beschaffenheit. Der moutonnirte und geschliffene Fels, welcher bis er von mir gereinigt wurde, von einer dichten Moosbedeckung verhüllt war, ist von der erosiven Einwirkung der Humussäuren auf verschiedenen Stellen ungleich stark angegriffen worden, so dass die meisten Gerölle Vertiefungen bilden, die von Wülsten umgeben sind, während einige in schwachem Relief hervortreten. Sie sind aber stets mit dem umgebenden Cäment innig verwoben und ihre Mehrzahl auch der Beschaffenheit nach von diesem wenig verschieden. Im frisch geschlagenen Gestein kann man deswegen die an der Oberfläche so deutlich hervortretende Conglomeratstruktur nur mit Schwierigkeit erkennen; das

¹ Man vermeide den nördlichen Weg, welcher dem schönen Ås von Harju (harju bedeutet eben Ås) und dem Südufer des Suodejärvi folgt; der richtige Weg läuft S. der Acker und Wiesen von Harju dem vorigen parallel auf einer Entfernung von einigen hundert Metern,

Gestein sieht vielmehr wie ein von dunkleren und helleren Flecken überstreuter Hornblendegneiss aus.

Die meisten Gerölle zeigen eine schöne und regelmässige Rundung, welche ihre Natur echter Gerölle ausser Zweifel stellt. Einige sind jedoch lang ausgezogen oder unregelmässig zugespitzt (Vergl. die Taf. III und Fig. 28). Sie messen durchschnittlich c. 4—6 cm im Durchmesser, einzelne bis 15 cm, während eine grosse Menge einen Durchmesser von weniger als 2 cm besitzen. Auf einem Quadratmeter zählte ich 500—600 Gerölle.



Fig. 28.

Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi, $\frac{1}{5}$ der nat. Grösse.

Unter diesen bestanden einige (kaum 1%) aus z. T. mittelkörnigem, z. T. ganz glasigem *Quarzit*, vereinzelt auch aus gneissartigem *Glimmerschiefer*. Unter den übrigen findet man mehrere (höchstens 1% ; in der ganzen, c. 15 m^2 messenden Oberfläche des Felsens konnte ich nur 50 Stück deutlich erkennen), welche aus einem sehr charakteristischen Gestein bestehen, welches breit tafelförmige, graue Plagioklas-kristalle in einer dunklen, feinkörnigen, hornblendereichen Masse er-

kennen lässt. Ein ähnliches Gestein wird in der Umgegend im Liegenden der Schieferformation anstehend angetroffen und wurde von mir *Lavialit*, beziehungsweise *Laviagneiss* genannt. Ich wende den Namen nur der Bequemlichkeit wegen an als gleichbedeutend mit »Laviagestein« und beanspruche dafür keinen Platz in der schon so überreichen petrologischen Nomenclatur.

Andere Gerölle zeigen eine analoge Zusammensetzung, in ihnen sind aber die Plagioklaseinsprenglinge ganz klein, zuweilen auch undeutlich begrenzt, so dass sie nur wie hellere Fleckchen oder Punkte hervortreten. Diese porphyritoidische Gesteine finden sich schon häufiger, vielleicht zu 5%. Andere porphyrische oder porphyroidische Gesteine zeigen eine graue, felsitische Hauptmasse und einsprenglingsartig hervortretende Uralitkrystalle. Endlich besteht die grosse Mehrzahl der Gerölle aus hornblendereichen, dunkelgrünen oder grünlich-grauen Gesteinen, welche eine gleichsam verwischte Struktur zeigen und die man schwer hat, genau zu charakterisieren. Sie mögen hier als *hornblendegneissartige Gesteine* bezeichnet werden.

Beschaffenheit der Gerölle.

Quarzit und Glimmerschiefer.

Wie man mikroskopisch erkennt, besteht der als Gerölle vorkommende Quarzit hauptsächlich aus in mehrere Felder zerdrückten Quarzindividuen, welche mit zackigen Grenzen in einander greifen, wie dieses bei stark gepressten Quarziten immer vorkommt (Vergl. Fig. 29). Daneben kommen in sehr geringer Menge kleine Blättchen von Biotit, Körner von Mikroklin, Stengel von grüner Hornblende sowie sehr spärlich kleine Zirkone und Magnetitkörner vor.

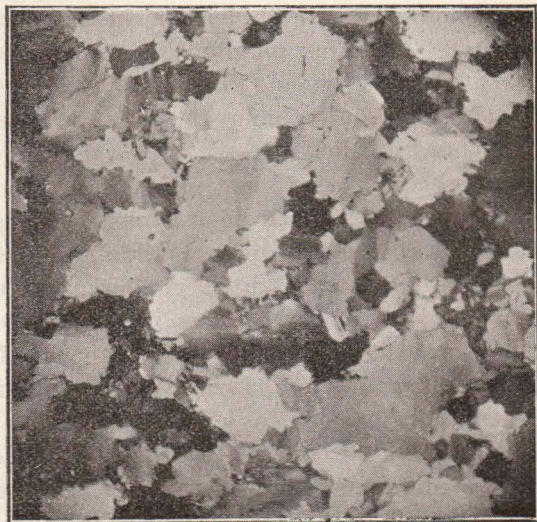


Fig. 29.

Quarzit, als Geröll im Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi, Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Ein völlig ähnliches Gestein habe ich nicht in der nächsten Umgebung anstehend beobachtet. Wohl findet man aber in Suodeniemi ein Gestein anstehend, welches sich nur durch den etwas grösseren Glimmerreichtum von dem geschilderten unterscheidet, und welcher entweder als quarzreicher Glimmerschiefer oder glimmerreicher Quarzit bezeichnet werden kann. Es gehört zu dem Liegenden der Schieferformation von Lavia und Suodeniemi (d. h. der s. g. Gneissformation) und wird auch als Gerölle beobachtet. Auch der als Gerölle vorkommende Quarzit muss ohne Zweifel aus derselben Formation stammen, da er ungleich stärker metamorphosirt ist als der als Gerölle bei Heinänen angetroffene Quarzit und überhaupt stärker als alle diejenigen Gesteine, welche beweislich den jüngeren Schiefern angehören.

In einiger Entfernung von dieser Gegend kommen ähnliche, überaus stark gepresste Quarzite an mehreren Stellen vor, so z. B. im Tiirismaa bei Lahtis, südlich von Päijänne, bei Tytärsaari am Finnischen Meerbusen und in dem grossen Schiefergebiet nördlich von Ladoga, und dürften auf allen diesen Stellen älter als die betreffenden gerölleführenden Schiefer sein.

»Livialit».

Die in dem Gestein, welches ich Livialit genannt habe, makroskopisch so deutlich hervortretende porphyroidische Struktur zeigt sich auch mikroskopisch, obgleich nicht mit derselben Deutlichkeit.

Die als Einsprenglinge hervortretenden Feldspate bestehen fast durchweg aus einem Plagioklas, welcher in symmetrischen Schnitten eine Maximalauslöschung von etwa 20° besitzt und dessen Brechungs-exponent erheblich grösser ist als derjenige des Quarzes. Dieser *Labrador* zeigt ausser den meistens sehr breiten, aber unregelmässigen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz auch andere ganz schmale und dicht bei einander liegende Periklinzwillingslamellen.

Dass dieser Feldspat ein primärer Gemengteil ist, geht daraus am deutlichsten hervor, dass die Krystalle von den Grenzen der Gerölle quer durchschnitten werden. Siehe Fig. 28, wo das links unten liegende grosse Geröll aus Livialit besteht. Die Grösse der verschiedenen Individuen ist in jedem Geröll eine gleichförmige. Am häufigsten messen sie etwa 1×0.5 cm, und dieselbe Grösse besitzen sie auch in dem anstehenden Gestein. Eine ursprüngliche idiomorphe Begrenzung ist noch bei einigen Krystallen unverkennbar, obgleich in den meisten die Krystallform durch die innerhalb der Grenzen des Mineralen vorsichgegangene reichliche Neubildung anderer Mineralpar-

tikel sowie durch ihre mechanische Zerbrechung stark beeinträchtigt worden ist.

Bald sind die Labradorkrystalle in der Weise verändert, dass sie wie von zahlreichen Löchern durchbohrt erscheinen, welche von Quarz ausgefüllt worden sind. Diese »Löcher« sind entweder rundlich begrenzt, oder auch sind ihre äusseren Umrisse geradlinig und nach den krystallographischen Constanten des Wirtes orientirt. Manche der Labradorkrystalle sind auf diese Weise so zerfressen, dass sie an Krystalskelette erinnern und ihre äussere Begrenzung ganz undeutlich wird (vergl. Fig. 30, rechts unten).

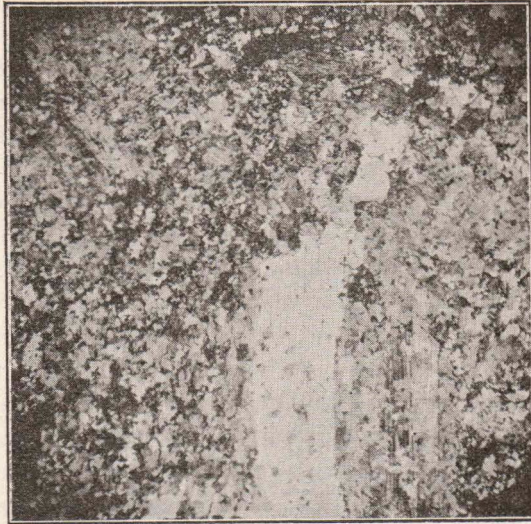


Fig 30.

Lavialit, als Geröll im Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi, Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In anderen Fällen treten kleine rundlich begrenzte Körner von *Mikroklin* als Einschlüsse an Stelle des Quarzes auf, deren Substanz bald verschieden, bald mit dem umgebenden Feldspat gleich orientirt ist. Oder auch ist der Labrador von einer Unzahl kleiner, meistens rundlich begrenzter Biotit-täfelchen gefüllt, welche vorwiegend parallel den Spaltrissen liegen. Dieselbe Rolle spielen auch zuweilen Amphibolsäulchen, die auch annäherungsweise Krystallbegrenzung zeigen.

Alle diese Neubildungen sind niemals unregelmässig strahlig oder schuppig, sondern kompakt-körnig.

Die mittelkörnige Masse, welche die Labradoreinsprenglinge umgiebt, ist meistens sehr reich an grüner Hornblende, welche lange Säulen mit prismatischer Begrenzung bildet, welche oft kleine Körnchen der farblosen Mineralien umschliessen. Sie liegen in der ganzen Masse regellos eingestreut, und ragen zuweilen mit ihren Enden in die grösseren Feldspate hinein. Ihre sekundäre Natur dürfte jedoch ausser Zweifel stehen.

Neben der Hornblende und diese z. T. vertretend, findet man einen sehr stark pleokroitischen Biotit, der bald kleinere, jedoch immer ganz kompakte Blätter, bald vereinzelt grössere Partien bildet, die eine ganze Menge der farblosen Mineralien einschliessen. Oft ist das Gestein gleichwie mit einem Staub von Magnetitklümpchen gefüllt. Titanit wurde auch beobachtet.

Zwischen den farbigen Gemengteilen finden sich in wechselnder Menge farblose Körner von Feldspat, hauptsächlich Mikroklin, sowie von Quarz, welcher jedoch zuweilen vollständig fehlt.

Da von allen diesen Gemengteilen nur die Labradorkrystalle als sicher primär gelten können, während die anderen zum grössten Teil beweislich sekundär und zwar recht grobkrySTALLINISCHE Neubildungen sind, so kann man nicht erwarten, hier einige feinere Züge der primären Struktur noch entdecken zu können. Die porphyrische Struktur ist aber dennoch so unzweifelhaft, und die chemische Beschaffenheit scheint so wenig mit der Annahme einer rein sedimentären Entstehung vereinbar, dass man nicht daran zweifeln kann, dass dieses Gestein ursprünglich entweder ein Eruptivgestein (Effusivgestein) oder ein zu einem solchen gehöriger Tuff war, welcher später stark metamorphosirt worden ist. Nach der jetzigen mineralogischen Zusammensetzung würde man ein Gestein der Dioritfamilie vermuten.

Das Gestein dieser Gerölle ist wie schon erwähnt wurde mit grosser Wahrscheinlichkeit mit einem in der Umgegend anstehenden zu identificiren, welches von mir nach dem Vorkommen desselben im Kirchspiel Lavia *Lavialit*, beziehungsweise Laviagneiss, genannt wurde. Das in grösseren Massen vorkommende Gestein ist zwar meistens noch stärker als die Gerölle metamorphosirt worden. Die am besten erhaltenen Varietäten zeigen jedoch noch fast ganz dieselbe Beschaffenheit, und die Metamorphose ist in beiden demselben allgemeinen Gang gefolgt. Das anstehende Gestein gehört der Gneissformation an, welche das Liegende der Schiefer von Lavia und Suodeniemi bildet.

Andere porphyritoidische Gesteine.

Unter den übrigen Geröllen findet man, wie erwähnt wurde, zahlreiche Gesteine, welche sich nur dadurch von dem Lavialit unterscheiden, dass die einsprenglingsartig hervortretenden Plagioklase viel kleiner sind, so dass sie nur einige mm in der Länge messen. Diese Krystalle zeigen ganz dieselben Eigenschaften wie die Labradoreinsprenglinge des Lavialites und sind auf gleiche Weise wie diese verändert

worden. Die umgebende feinkörnige Masse besteht auch hier aus Labrador, Hornblende, Biotit, Mikroklin, Quarz und Magnetit in wechselnden Mengenverhältnissen. Der Labrador scheint zuweilen eine Andeutung einer tafelförmigen Gestalt zu besitzen, ist aber immer sehr stark angegriffen. Dass die Hornblende, welche lange Säulen bildet, sekundärer Entstehung ist, geht daraus am deutlichsten hervor, dass einige Gerölle am Rande viel reicher an Hornblende sind als in der Mitte. Hornblende kommt aber auch einsprenglingsartig und zwar wie es scheint in der Form von Uralitkrystallen vor.

Die mikroskopisch so deutlich hervortretende porphyrische oder porphyritoidische Struktur scheint dafür zu sprechen, dass auch diese jetzt so stark umgewandelten Gesteine ursprünglich porphyritische Ergussgesteine oder ihre Tuffe waren. Die am besten erhaltenen Varietäten erinnern sehr an die Porphyritoide der Gegend von Näsijärvi. Da jedoch das Conglomeratlager von Harju am Boden der sedimentären Schieferformation vorzukommen scheint, während die Conglomerate von Näsijärvi und auch die dort anstehenden Porphyritoide eine höhere Lage besitzen dürften, ist es wahrscheinlicher, dass auch diese porphyritische Gesteine gleichwie der »Lavalit« dem Liegenden der Schieferformation entstammen. Direkte Übergänge zwischen diesen Gesteinen und dem Lavalit scheinen jedoch trotz des sehr ähnlichen Gesteinscharakters nicht vorzukommen.

Hornblendegneissartige Gesteine.

Ein grosser Teil der Gerölle besteht endlich aus wenig charakteristischen und schwer definierbaren Gesteinen, die wir nur um ihnen überhaupt einen Namen geben zu können als hornblendegneissartig bezeichnet haben. Sie bestehen aus denselben Gemengteilen wie die zuletzt beschriebenen Gesteine, ihre Primärstruktur scheint aber noch mehr wie in diesen verwischt worden zu sein. Sie sind meistens sehr reich an kreuz und quer liegenden Krystallen von Hornblende und Biotit. In wechselnden Mengen kommen die farblosen Mineralien, denen wir schon in den anderen Geröllen begegnet sind, sowie Magnetit etc. vor. In Fig. 31 besteht derjenige Teil des Präparates, welcher unterhalb der Linie a b liegt, aus einem solchen »hornblendegneissartigen Gestein«.

Wegen der starken Metamorphose lassen sich keine sicheren Schlüsse auf die Herkunft dieser Gerölle ziehen. Ein Teil derselben dürfte wohl nur aus stark umgewandelten Varietäten der schon beschriebenen porphyritoidischen Gesteinen bestehen.

Beschaffenheit des Cämentes.

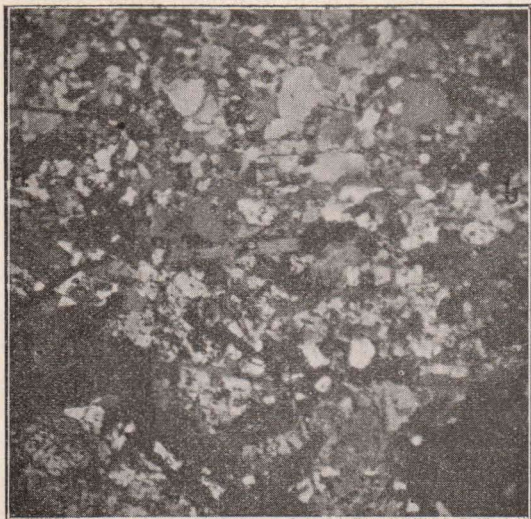


Fig. 31.

Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18. Vergl. den Text.

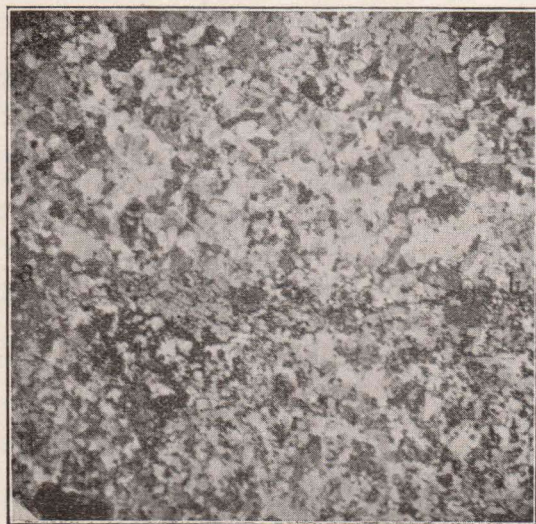


Fig. 32.

Conglomeratschiefer von Harju in Suodeniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18. Vergl. den Text.

Wie schon hervorgehoben wurde, sind die Grenzen zwischen den Geröllen und dem sie umgebenden Cäment in diesem Gestein keineswegs so scharf wie in den Conglomeraten der Näsijärvi-gegend. Wenn auch die Umrisse der Gerölle an der verwitterten Oberfläche ganz deutlich hervortreten (siehe Tafel III und Fig. 28), so ist es doch oft fast unmöglich unter dem Mikroskop dieselben zu erkennen. In einigen Fällen sind wohl die Grenzen der Gerölle durch ausgeschiedenen Schwefelkies oder Magnetit scharf bezeichnet. Meistens verfließen aber Cäment und Gerölle an den Grenzen in einander und jener zeigt auch ganz dieselbe Struktur und eine sehr ähnliche Beschaffenheit, wie die Mehrzahl der Gerölle.

In der Fig. 31 gehört z. B. der unterhalb der Linie a b liegende Teil einem Gerölle, während der übrige Teil als »Cäment« bezeichnet werden muss, da man darin keine Gerölle erkennen kann.

Die Grenze ist aber bei der gegebenen Vergrößerung kaum zu entdecken. Bei der Betrachtung des Präparates mit dem blossen Auge ist jedoch die Begrenzung des Gerölles recht deutlich zu erkennen. In dem Dünnschliffe, welches Fig. 32 abbildet, besteht ebenfalls der unterhalb der Linie a b liegende Teil aus einem Geröll, der übrige Teil aus »Cäment«. Die Grenze ist durch Schwefelkies, welches sich nur innerhalb des Gerölles ausgeschieden hat, scharf markiert. Im polarisirten Licht, wie es die Figur wiedergibt, ist sie wieder nur mit Schwierigkeit zu erkennen.

Als Bestandteile des Cämentes findet man hauptsächlich Mikroklin, Quarz, grüne Hornblende, Biotit und blassgrünlichen Pyroxen, wozu Schwefelkies und Magnetit in wechselnden Mengen kommen. Auch trifft man gelegentlich denselben stark angegriffenen, ziemlich basischen Labrador an, der auch in vielen Geröllen vorkommt. Mit Ausnahme dieses wahrscheinlich primären Gemengteiles dürften wohl alle die Mineralien, welche jetzt als Cäment zwischen den Geröllen vorkommen, sekundärer Herkunft sein. Ihre Korngrösse schwankt zwischen 0,5 und 3 mm und die Umgrenzung ist sehr unregelmässig. Sie sind zum Teil in buntem Gewirr durcheinander gewachsen, zum Teil liegen sie pflasterartig neben einander, wie es in den echten Schiefen vorzukommen pflegt.

Wegen des Reichtums des Gesteins an relativ groben Körnern von neugebildetem Feldspat kann man es mit demselben Recht gneissartig wie einen Schiefer nennen. Von den bisjetzt beschriebenen Gesteinen dürfte wohl dieses dem Begriff Conglomeratgneiss am nächsten kommen. Jedoch habe ich in anderen Gegenden Finlands, nämlich in der Schieferformation N. vom Ladoga, Gesteine gefunden, welche ebenfalls ganz unzweifelhaft Conglomerate sind, in welchen aber die allothigenen Gemengteile noch vollständiger wie hier verschwunden sind. Diese Conglomeratschiefer oder -gneisse stehen somit vielleicht noch einen Schritt tiefer auf der Scala der metamorphosirten Conglomerate wie das eben beschriebene.

Noch auf einer anderen Stelle findet man in dem Schiefergebiet von Suodeniemi ein conglomeratartiges Gestein, welches seiner Struktur nach einem Gneisse nahe steht.

In dem uralitreichen Porphyritoid, welcher N. des kleinen Sees Hoivasjärvi, O. der Kirche Suodeniemi ansteht, findet man nämlich eine c. 100 m breite Zone, in welcher der Porphyritoid dicht an einander liegende, rundliche Einschlüsse von Gesteinen enthält, welche ihrer Beschaffenheit nach von der Hauptmasse meistens nur wenig abwei-

chen.¹ Ein Vergleich mit den conglomeratartigen Schiefen der Näsi-järvigegend lässt darüber keinen Zweifel übrig, dass wir es auch hier mit einem solchen Gestein zu thun haben. Es ist aber jetzt durchaus krystallinisch und recht grobkörnig, so dass es eine hornblendegneissartige Beschaffenheit besitzt. Wir werden im folgenden zu diesem Gestein zurückkehren und dabei ein Bild seiner Struktur geben.

Porphyrite und Porphyritoide.

Nächst den conglomeratartigen Gesteinen sind die Schiefer, welche porphyrische Uralit- und Plagioklaskrystalle enthalten, diejenigen, in denen man die Umwandlungsvorgänge am besten studiren kann, und deren primäre Beschaffenheit sich am leichtesten reconstruiren lässt.

Wir können hier wie Lossen in seinen gedankenreichen Schriften über Gesteinsmetamorphose sagt, von der »sicheren unanfechtbaren Thatsache der Pseudomorphosenbildung« ausgehen und »besitzen in den primären Mineralien und primären Structuren der Erstarrungsgesteine eine wohlbekannte Grösse, die wir unserem Urtheil zu Grunde legen können, einen festen Maassstab, an welchem Art und Grad jener secundären Mineralien und secundären Structuren gemessen werden können, welche die Natur des metamorphischen Gesteins mehr oder weniger ausmachen«.²

Uralitporphyrite.

In einer früheren Arbeit habe ich schon den Versuch gemacht, das oben angeführte Princip Lossens auf das Studium von metamorphosirten archaischen *Eruptivgesteinen* (Ergussgesteinen) anzuwenden, nämlich auf die s. g. Uralitporphyrite, welche in Kalvola, Tammela etc. in der Gegend W. von Tavastehus vorkommen und ein grosses Gebiet bilden.

Ganz ähnliche Gesteine kommen auch unter den Schiefen der Tammerforsgend vor, obgleich hier in sehr spärlicher Verbreitung, Ich habe sie hier auf folgenden Stellen gefunden:

Am Nordende des Sees Keijärvi in Ylöjärvi, wo eine kleine

¹) Im Norden von dem Bache, welcher den Abfluss des Hoivasjärvi bildet, ist dieses Gestein am besten zu sehen und wird von einem Pfad überquert, welcher zur Kirche Suodeniemi führt.

²) K. A. Lossen, Jahrbuch der preuss. geol. Landesanst u. Bergakad. 1883, S. 619.

Bauernhütte auf einem Felsen gebaut ist, welcher aus einem zähen Uralitporphyrit mit grauer, fast dichter Grundmasse besteht.

Nördlich von Työläjärvenoja (S. von *Hirvijärvi*) in demselben Kirchspiel wurde ein Uralitporphyrit in Contact mit einem grauen Granit gefunden, ohne dass ich aus den Contactverhältnissen schliessen konnte, welches Gestein älter war.

Endlich fand ich auch O. von *Pohtola* in Teisko einen ähnlichen Uralitporphyrit, welcher unmittelbar im Süden von dem hier vorkommenden mächtigen Conglomeratlager ansteht.

Da ich die ganz ähnlichen Gesteine des Tammelagebietes schon früher eingehend beschrieben habe¹, kann ich hier ganz kurz sein und verweise den Leser übrigens auf diesen Aufsatz.

Die Uralitporphyrite der Tammerforsgegend sind wie jene dunkelgrüne Gesteine, in welchen man mit dem blossen Auge 3—6 mm grosse Uralitkrystalle in einer feinkörnigen Grundmasse erkennt.

Bei mikroskopischer Beobachtung findet man, dass die Einsprenglinge aus fasriger oder stenglicher, grüner Hornblende bestehen, in welcher man fast nie einen Rest des ursprünglichen Augits findet, dessen äussere Krystallform noch so deutlich erhalten ist. Die häufig vorkommenden Zwillingbildungen und knäuelartigen Verwachsungen der Krystalle sind auch bei dem sekundären Bestande deutlich wiedergegeben (Siehe Fig. 33). Auch hier findet man, besonders in dem Gestein von Keijärvi, die früher beschriebenen protuberanzenähnlichen Säume, welche dadurch



Fig. 33.

Uralitporphyrit von Työläjärvenoja in Ylöjärvi. Rechts oben ein undeutlich hervortretender Uralitkrystall, links eine Anhäufung von chloritisirtem Biotit. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

¹ Studien über archaische Eruptivgesteine aus dem südwestlichen Finland. Tschermaks Min. u. Petr. Mitth. XII. 1891. S. 97.

entstanden sind, dass die Uralitstengel ausserhalb der ursprünglichen Grenzen der Krystalle fortgewachsen sind.

Es fehlen auch hier nicht die dort beschriebenen scharf begrenzten Anhäufungen von *Biotit* (oft zu Chlorit umgewandelt), welche ich auf Olivin bezogen habe¹ (Siehe Fig. 33).

Zwischen diesen einsprenglingsartig hervortretenden Gemengteilen findet man mehr oder weniger zerstückelte Labradortafeln zusammen mit Hornblendestengeln, Biotitschüppchen und Körnern von Titanit und Magnetit. Dagegen sind Epidot und Zoisit, die in den Tammelagesteinen so reichlich vorkommen, hier fast gar nicht vorhanden. Quarz trifft man in den verschiedenen Präparaten in sehr wechselnder Menge.

Die Verteilung des Plagioklases giebt in dem Gestein von Työläjärvenoja noch eine zwar sehr undeutliche Andeutung von der ursprünglichen (Intersertal-?) Struktur. In den anderen Gesteinen sind dagegen die Einsprenglinge sowie die Gemengteile der Grundmasse so reichlich mit »unkrautartiger« Hornblende durchwachsen, dass die Primärstruktur nicht mehr deutlich zum Vorschein kommt. Vergleicht man aber diese Gesteine mit den früher bekannten von ähnlicher Zusammensetzung, so kann man nicht daran zweifeln, dass sie echte effusive Uralitporphyrite, d. h. Melaphyre oder Basalte in dynamometamorpher Facies sind. Das Gestein von Työläjärvenoja wurde von H. Berghell analysirt. Das Resultat wird unten angeführt. Zum Vergleich gebe ich die von Dr. C. F. Forsberg ausgeführte Analyse des typischen Uralitporphyrites von Kalvola (Kartenblatt Tammela) wieder.

Uralitporphyrit von Työläjärvenoja in Ylöjärvi, Gegend von Tammerfors.		Uralitporphyrit von Pikonkorpi in Kalvola, Kartenblatt Tammela.	
Si O ₂	49,34	48,64
Al ₂ O ₃	14,52	11,68
Fe ₂ O ₃	} 16,05	10,57
Fe O		6,31
Mn O	—	0,39
Mg O	5,72	6,78
Ca O	9,11	10,88
Na ₂ O	3,02	2,90
K ₂ O	1,23	1,01
Glühverl.	1,60	1,02
<u>Summa</u>	<u>100,59</u>	<u>100,18</u>

¹ l. c. S. 106.

Die Übereinstimmung dieser Zahlen unter einander und mit denen vieler Melaphyre und Basalte ist sehr gross und giebt eine Bestätigung des bei der mikroskopischen Untersuchung erhaltenen Resultates.

Orthoklasreiche Porphyrite.

Ungefähr in denselben Niveaus wie diese Uralitporphyrite, d. h. in den untersten Teilen der oberen, gerölleführenden Abteilung der Schieferformation, findet man auch an mehreren Stellen Einlagerungen von einem effusiven Porphyritgestein, welches vollständig mit einigen Varietäten der schon beschriebenen, als Gerölle angetroffenen metamorphosirten »Trachyte« übereinstimmt. Dieses Gestein habe ich fest anstehend bei Valkiajärvi in Orivesi und Varvujärvi (Vaavujärvi) in Teisko und als lose Blöcke auf Luostarintakusta im demselben Kirchspiel gefunden. Alle diese Vorkommnisse liegen auf einer Linie, welche genau dem Streichen der Schiefer folgt, und müssen somit demselben Niveau angehören.

In dem Gestein von Varvujärvi herrscht Orthoklas in einfachen Krystallen oder Karlsbaderzwillingen unter den Einsprenglingen vor. Er ist zum Teil in Mikroklin umgewandelt und zeigt oft eine unregelmässige Begrenzung, welche durch Resorptionseinwirkungen entstanden sein dürfte, sowie auch Zerspaltungen, die wahrscheinlich als primär betrachtet werden müssen. Neben ihm kommt ein Plagioklas der Andesin- oder Albitreihe als Einsprengling vor.

Die Grundmasse besteht hauptsächlich aus Feldspatkörnern und zeigt eine unzweifelhafte und sehr schöne *Fluidalstruktur*, welche sich durch feine, dunkler gefärbte Streifen, die sich um die Einsprenglinge in zierlicher Weise winden, kenntlich macht. (Siehe Fig. 34).



Fig. 34.

Orthoklasporphyrit (metamorphosirter Trachyt) von Varvujärvi in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Quarz findet man reichlich sekundär auf Spalten sowie schwanzartig an den beiden polären Enden der Feldspateinsprenglinge. Quarzanhäufungen, die auf primäre Quarzeinsprenglinge bezogen werden könnten, sind nicht beobachtet worden. Auch Mikroklinkörner kommen als Neubildungen auf Spalten vor.

Die folgende Analyse, welche von Dr. H. Berghell ausgeführt wurde, giebt die Zusammensetzung dieses Gesteins wieder:

Orthoklasporphyrit von Varvuejärvi in Teisko.

Si O ₂	67,40
Al ₂ O ₃	15,62
Fe ₂ O ₃ }	3,15
Fe O }	
Mg O	0,56
Ca O	1,87
Na ₂ O	2,51
O ₂ O	7,10
Glühverl.	0,50
Summa	98,71

Die Zusammensetzung stimmt mit derjenigen eines Trachytes sehr gut überein. Nur ist der Al₂O₃-gehalt etwas niedrig, der Quarzgehalt dagegen recht hoch, was aber dadurch leicht erklärlich wird, dass das Gestein reichlich sekundären Quarz enthält.

Das Gestein von Valkiajärvi zeigt im Vergleich mit dem vorigen, wie man schon makroskopisch beobachten kann, viel stärkere dynamometamorphe Einwirkungen.

Die Feldspateinsprenglinge sind in mehrere Stückchen zerrissen, und das ganze Gestein von zahlreichen mit Quarz gefüllten Spalten durchzogen. Die Einsprenglinge bestehen ausschliesslich aus Mikroklin, der aber grösstenteils nicht gitterartige Struktur zeigt, sondern aus *fleckenweise* verschieden auslöschenden Partien aufgebaut ist. Neben diesem kommt auch ein frischer aussehender Mikroklin mit schöner Gitterstruktur als Neubildung auf Spalten sowie an den Rändern der Orthoklase und stellenweise in denselben vor. Überhaupt wiederholen sich hier ganz dieselben Erscheinungen, die ich früher aus dem stark druckmetamorphosirten archaischen Quarzporphyr von Karvia beschrieben habe.

Muscovitblättchen, die zum Teil recht gross sind, kommen unregelmässig eingestreut im ganzen Gestein vor. Wegen der starken Neu-

bildung von Quarz, Feldspat und Muscovit ist eine Fluidalstruktur in der Grundmasse nicht mehr zu erkennen.

Das Gestein von Luostarintakusta steht schon den »Andesiten« näher als die vorigen, indem es reichlicher Plagioklas sowohl als Einsprenglinge wie in der Grundmasse enthält. Die Verteilung der kleineren Feldspatleistchen giebt eine schwache Andeutung einer trachytoidalen Struktur.

Plagioklasreicher Glimmerporphyrit.

Endlich habe ich auch ein Porphyritgestein angetroffen, in welchen der Feldspat fast nur Plagioklas ist. Dieser tritt aber nicht wie die vorigen als zwischen den sedimentären Schichten eingelagerte Bette, sondern als ein scharf begrenzter Gang im Phyllit auf der Landspitze Aitoniemi im N. von dem gleichnamigen Bauernhof an dem Ostufer von Näsjärvi auf.

Das Gestein dieses Ganges, welches sich durch seine weissliche Farbe von dem umgebenden schwarzen Phyllit gut abhebt, lässt das blosse Auge dünne Tafeln von Biotit und idiomorphe Einsprenglinge von Plagioklas in einer feinkörnigen Grundmasse erkennen.

Diese Biotiteinsprenglinge bestehen aus einheitlich orientirter, homogener Substanz, sind aber an den Enden manchmal wie ausgefasert. Sie zeigen zuweilen scharfe Knickungen und Biegungen. Eine solche Tafel war an die Ecke eines Feldspateinsprenglinges gebogen, in derselben Weise, wie man dieses bei den Quarzen der s. g. Schwanzporphyre beobachtet. An der primären Natur des Biotites ist nicht zu zweifeln, zumal als die Enden der Krystalle zuweilen in die Plagioklaseinsprenglinge hineinragen.

Diese Plagioklaseinsprenglinge, die man nur mit Schwierigkeit mit blossen Auge wahrnimmt, besitzen eine Grösse von $0,5 \times 1$ bis $1,5$ mm. Sie zeigen z. T. eine breite Zwillingslamellirung nach dem Albitgesetz, z. T. sind sie sonderbarer Weise einfache Krystalle oder Karlsbaderzwillinge, und zeigen dann meistens einen sehr schönen zonaren Bau mit nach Aussen hin immer saurer werdenden Schichten. Der Kern besteht aus einem Labrador, während die Randzonen die Beschaffenheit eines Oligoklases erreichen dürften. Die Grundmasse besteht auch vorwiegend aus Plagioklas und zeigt die moiréartige Fleckigkeit, der wir schon in den als Gerölle vorkommenden Gesteinen und zwar in typischerer Form als hier, begegnet sind. Die einzelnen Flecken messen hier c. $0,1-0,3$ mm im Durchschnitt und sind gegen einander ganz verschwommen begrenzt (Vergl. Fig. 35).

Im ganzen Gestein kommen eingestreute Muscovitblättchen reichlich vor und bilden oft Streifen, welche die einzelnen Fleckchen in der Grundmasse umsäumen.

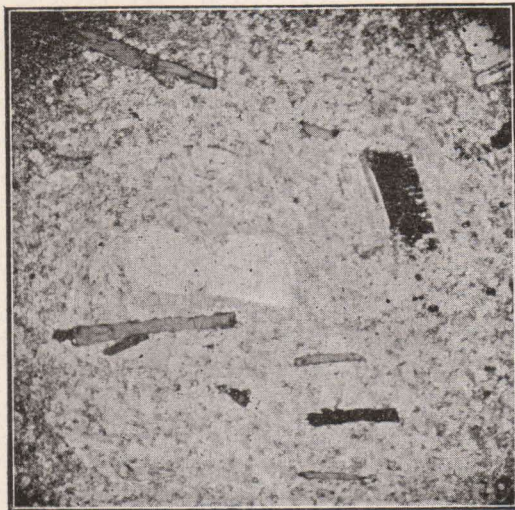


Fig. 35.
Plagioklasreicher Glimmerporphyr von Aitoniemi
in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

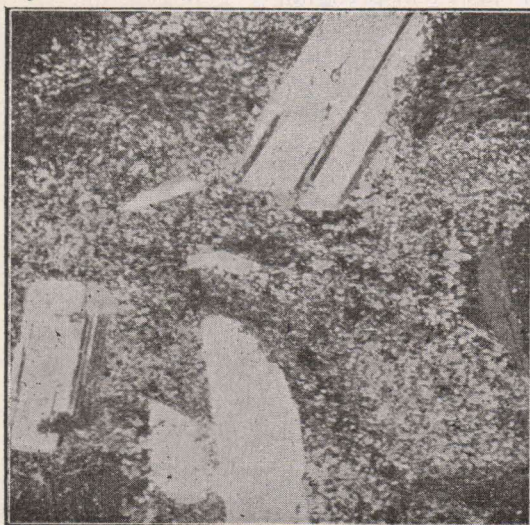


Fig. 36.
Porphyritoid von Tervojanlahti in Teisko.
Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Porphyritoide.

Unter den Gesteinen, welche ich als *Porphyritoide* bezeichnet habe, kann man mehrere Varietäten unterscheiden, welche jedoch durch Übergänge verbunden sind.

Einen wohl charakterisirenden Typus bildet dasjenige Gestein, welches man östlich von Näsijärvi unmittelbar im Norden von der breiten Phyllitzone findet. Er bildet hier eine meterbreite Zone, welche an der Grenze gegen das im Osten davon liegende Granitgebiet unterbrochen wird.

Dieses Gestein, wie es zum Beispiel in den Felsen Sydänmaanvuori und Luostarintakusta O. von Hormistonlahti in Teisko vorkommt, ist ein fast massiges Gestein, welches dicht an einander liegende kleine Krystalle von Plagioklas, sowie Anhäufungen von Biotit und einzelne Uralitkrystalle in einer feinkörnigen bis dichten, dunkelgrauen Masse zeigt. Es ist dasselbe Gestein, welches wir schon als Gerölle kennen gelernt haben. Die Feldspateinsprenglinge bestehen auch hier aus einem Andesin, wel-

cher z. T. eine gute idiomorphe Begrenzung zeigt. Die Krystalle können in den Schnitten eine Länge von 1—2 mm und eine Breite von 0,5—1 mm erreichen. Sehr oft bilden sie aber auch splitterförmige *Fragmente*, welche an der einen Seite von concaven Bruchflächen begrenzt werden und dann bumerangähnliche Formen besitzen können. (Vergl. Fig. 37). Solche Gestalten kommen ja in Tuffen häufig vor, wie es scheint dürften sie aber auch den Vitrophyren nicht völlig fehlen.

Die Uraliteinsprenglinge kommen nur relativ spärlich und nicht in allen Varietäten vor. Sie sind scharf begrenzt und regelmässig gebaut und zeigen überhaupt ganz dieselben Eigenschaften wie in den Uralitporphyriten; nur sind die Krystalle hier etwas kleiner und lassen nicht immer eine so deutliche Krystallform wie dort erkennen. Zum Teil dürften sie schon vor der Einhüllung im Gestein zerspaltet gewesen sein. Einzelne enthalten später eingedrungene Biotitschüppchen und Quarzkörner in reichlicher Menge.

Die in der Regel, und zwar sehr reichlich vorhandenen kleinen Biotitanhäufungen besitzen eine variirende Grösse, die aber im allgemeinen nicht über 0,5 mm beträgt. Sie zeigen oft eine sehr deutlich idiomorphe Begrenzung und sind auch hier ohne Zweifel als Pseudomorphosen nach einem magnesiareichen Minerale (Olivin?) zu deuten. In den stärker gepressten Varietäten sind sie zu schmalen Streifen ausgequetscht, welche sich um die Ecken der porphyrischen Feldspate biegen können. Zuweilen ist der Biotit mit Amphibol oder Epidot, Quarz etc. in wechselnden Mengen vergesellschaftet.

In der zwischen diesen Einsprenglingen liegenden, makroskopisch fast dichten Masse erkennt man u. d. M. eine Unzahl kreuz und quer liegender Glimmerschüppchen, Stengelchen von grünem Amphibol und

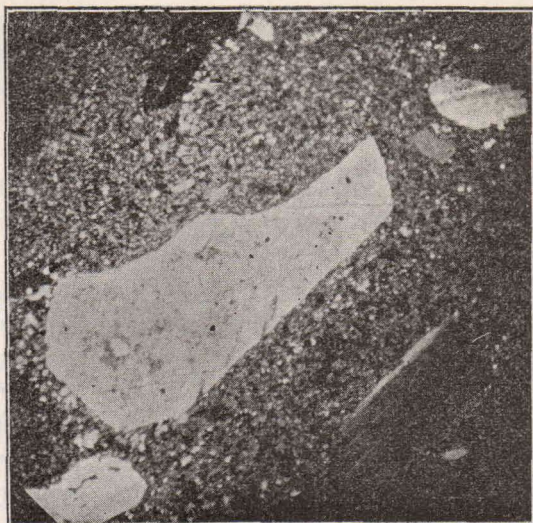


Fig. 37.
Porphyritoid von Sydänmaanvuori in Teisko.
Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

von Epidot sowie winzig kleine Titanitkörnchen, welche von einer in gewöhnlichem Licht farblosen Masse von Plagioklas- und Quarzkörnern in wechselnder Menge umgeben werden. Quarz kommt auch zuweilen allein für sich in Gestalt kleiner rundlich begrenzter Anhäufungen vor.

Diese Gesteine zeigen wohl oft eine zum Teil deutliche Flasrigkeit, die durch sekundäre Vorgänge entstanden sein kann, aber meistens keine augenfällige Schichtung. Einige Varietäten sind auch mikroskopisch vollständig massig, und in Anbetracht ihrer Zusammensetzung und der regelmässigen Verteilung der porphyrischen Kristalle wäre man oft geneigt, sie als metamorphosirte Ergussgesteine zu betrachten. Sie zeigen aber weder wo sie in grossen Massen fest anstehen noch wo sie als Gerölle angetroffen werden, jemals eine Spur einer echten Eruptivstruktur, während eine solche in anderen porphyritischen Gesteinen derselben Gegend, deren Korn nicht gröber ist, besonders in den als Gerölle vorkommenden, so gut hervortritt. Es wäre schwer erklärlich, warum sie eben hier, und zwar schon vor der Zeit, wo die Geröllelager gebildet wurden (denn auch unter den Geröllen findet man beiderlei Gesteine wieder) so vollständig vertilgt worden wäre.

Es giebt aber auch andere Umstände, welche direkt beweisen, dass diese »Porphyritoide mit vorherrschenden Plagioklaseinsprenglingen« nicht als Ergussgesteine, sondern als zu solchen gehörige Tuffe aufzufassen sind. Man findet sie nämlich bei Veittijärvi und Hormistonlahti in sehr naher Verbindung mit den Conglomeraten und *sie enthalten nicht selten selbst vereinzelt wohl gerundete Gerölle*. Weiter findet man sie besonders W. vom Näsijärvi in dünnen Schichten mit dem Phyllit *wechsellagernd*. Nicht selten wird auch durch die Verteilung der Biotitstreifen im Gestein eine Parallelstruktur angedeutet (Fig. 36), welche weder als Druckschieferigkeit noch als Fluidalstruktur, sondern nur als *Schichtung* aufgefasst werden kann.

Im östlichen Teil des *Kankaanpäägebietes* kommen auch ähnliche Porphyritoide vor. Die am besten erhaltenen der hier vorkommenden Varietäten, wie sie z. B. bei Löytökorpi und Vihteljärvi zu finden sind, stimmen makroskopisch mit dem typischen Plagioklasporphyritoid von Teisko völlig überein, während sie mikroskopisch sich als etwas stärker metamorphosirt erweisen. Die Plagioklaseinsprenglinge sind hier oft durch randlichen Zuwachs etwas vergrössert worden, einzelne auch in der Weise verändert, dass ihre Substanz von einer Menge kleiner trümmerähnlichen Stückchen ersetzt worden ist. Die Biotitanhäufungen zeigen niemals eine geradlinige Begrenzung, sondern sind zu linsenarti-

gen Streifen ausgezogen und bestehen aus gröberem Blättern. Die Mineralien der Grundmasse besitzen eine Grösse von c. 2—3 mm und sind besser von einander getrennt wie in den am schwächsten veränderten Varietäten von Teisko.

Diese Gesteine besitzen noch einen gut erkennbaren Sediment- und zwar Tuffcharakter. Näher an der Grenze gegen den im N.O. anstehenden Granit geht aber dieser Porphyritoid in ein Gestein über, welches völlig massig ist und makroskopisch durchaus den Charakter eines hornblendereichen, mittelkörnigen Diorites besitzt. Im Felde geht es aber gegen Süden unzweifelhaft in den eben beschriebenen Porphyritoiden über, und hat auch mikroskopisch ganz denselben Charakter.

Hier ist aber die Umwandlung noch einen Schritt weiter gegangen.

Die Plagioklaseinsprenglinge besitzen ganz dieselben ursprünglichen Formen wie in den typischen Porphyritoiden. Auch die von concaven Flächen begrenzten, bumerangähnlichen Feldspate sind hier häufig zu sehen. Sie sind aber von einem Rande von neugebildetem Feldspat umsäumt, welcher eine Menge der kleineren Mineralkörner umschliesst, welche die umgebende Grundmasse bilden. (Fig. 38). Dieser Saum ist gegen den primären Feldspat stellenweise ganz scharf

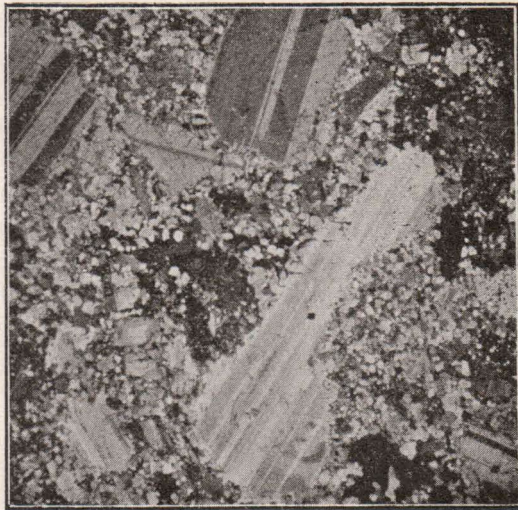


Fig. 38.

Porphyritoid von Voipio, Dorf Vihteljärvi in Kankaanpää, mit Andesinkristallen welche durch randlichen Zuwachs vergrössert worden sind.
Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

begrenzt, während an anderen ihre Grenzen nicht zu erkennen sind. Gegen aussen ist seine Begrenzung auch sehr unscharf, indem man noch ziemlich weit von den Einsprenglingen zwischen den Mineralkörnern der Grundmasse Feldspatsubstanz findet, welche dieselbe optische Orientierung wie der Feldspat der Einsprenglinge zeigt.

Diese Feldspateinsprenglinge sind häufig zerbrochen, wobei die Spalten von neugebildetem Plagioklas verkittet werden. Sie enthalten in reichlicher Menge kleine Interpositionen von Biotit, welche ihnen

bei schwachen Vergrösserungen ein trübes, gleichsam »verstäubtes« Aussehen verliehen und zeigen auch einen zonaren Bau, wobei die einzelnen Zonen nicht streng concentrisch-schalig angeordnet sind. Beide Erscheinungen erinnern etwas an die Plagioklase in contactmetamorphosirten Eruptivgesteinen.

Der Feldspat der umgebenden feinkörnigen Masse zeigt auch ein Bestreben, grössere Krystalle zu bilden, indem sie auf Flächen, welche einen Durchmesser von 0,3—0,5 mm besitzen, einheitlich orientirt ist. Er schliesst aber dabei in ähnlicher Weise wie die Randzonen der grösseren Feldspate zahlreiche kleinere Quarz- und Feldspatkörner ein. Ähnlich verhalten sich die übrigen Gemengteile. Die Biotitschuppen und Hornblendestengel vereinigen sich zu grösseren Partien, die z. T. noch zahlreiche Quarzkörner enthalten, z. T. aber schon ziemlich homogene Körner mit Annäherung einer Krystallbegrenzung bilden.

Das Verhalten der einzelnen Mineralien erinnert sehr viel an dasjenige der Granate in regional- oder contactmetamorphosirten Schiefen. Auch diese enthalten in den Anfangsstadien ihrer Bildung noch zahlreiche Körner der umgebenden Mineralien, während sie bei dem Fortschreiten der Metamorphose allmählich homogener werden.

Der schwächer metamorphosirte Porphyritoid von Löytökorpi in Kankaanpää wurde von H. Berghell analysirt. Die Analyse ergab folgende procentische Zusammensetzung:

Porphyritoid von Löytökorpi in Kankaanpää.

Si O ₂	65,16
Al ₂ O ₃	15,56
F ₂ O ₃	2,11
Fe O	3,39
Mn O	0,36
Mg O	2,40
Ca O	6,70
Na ₂ O	2,54
K ₂ O	1,47
Glühverl.	1,11

Summa 100,80

Ausser diesen durch einsprenglingsartig hervortretende Plagioklase ausgezeichneten Porphyritoiden trifft man solche an, welche reichlich *Uraliteinsprenglinge* enthalten und die makroskopisch den echten Uralitporphyriten oft sehr ähnlich werden. Sehr typische Varietäten dieser *Porphyritoide mit vorherrschenden Uraliteinsprenglingen* findet

man im Osten von Purtijärvi (Pulasjärvi) in Teisko. Das hier in zahlreichen Felsen anstehende sehr zähe, dunkelgrüne Gestein zeigt makroskopisch zahlreiche, meistens nur 2—4 mm grosse Uralitkrystalle in einer feinkörnigen, ebenfalls sehr uralitreichen Masse. U. d. M. erkennt man, dass neben den Uralitkrystallen, welche ganz dieselben Eigenschaften wie in den echten Uralitporphyriten zeigen, auch zahlreiche kleinere Fragmente von diesem Mineral sowie Krystalle und Krystallfragmente von Plagioklas vorkommen. Dazu treten in wechselnder Menge kleine Biotitschuppen, feine Amphibolstengel, Epidot und Quarz sowie Körner von Magnetit. (Vergl. Fig. 39).



Fig. 39.

Porphyritoid mit Einsprenglingen von Uralit und Andesin. O. von Purtijärvi in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Das Gestein ist anscheinend ganz massig, es enthält aber auch zwischenlagernde Schichten von einem Gestein, welches sich nur durch das Fehlen der Uraliteinsprenglinge von dem vorigen unterscheidet. Durch die Abwechslung von solchen, unter einander oft nur wenig abweichenden Varietäten entsteht eine Parallelstruktur, welche an der Oberfläche der Felsen, wenn auch meistens nur sehr undeutlich, hervortritt.

Auch im Westen von Näsijärvi besitzen die Uralitporphyritoide und zwar in der Gegend S von Vahantalahti bei Runsas in Ylöjärvi, grosse Verbreitung. Diese Gesteine haben nicht die zähe Beschaffenheit der Uralitporphyrite von Purtijärvi und zeigen auch meistens eine deutlicher hervortretende Schieferigkeit. Die Plagioklase sind meistens stark zerdrückt worden, und die einsprenglingsartig hervortretenden Uralite zeigen hier fast durchweg Fortwachsungen der Substanz an den beiderseitigen Enden der Stengel, so dass ein grosser Teil der Krystalle in Kerben von strahlsteinartiger Hornblende umgewandelt

worden ist. Nebst ihnen kommen auch Andesineinsprenglinge vor. Die sie umgebende feinkörnige Grundmasse zeichnet sich hauptsächlich dadurch

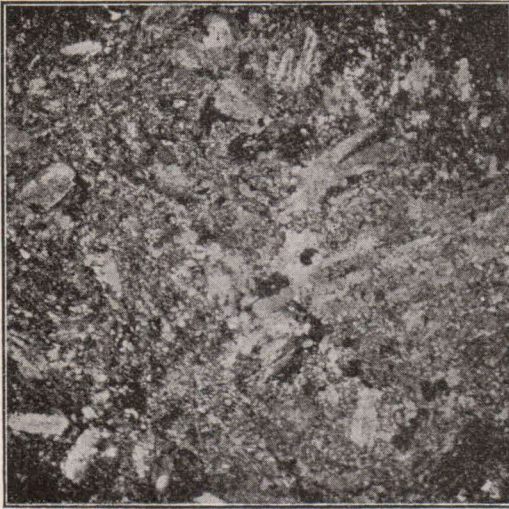


Fig. 40.

Uralitporphyritoid von Mastosjärvi in Ylöjärvi, von Strahlstein unkrautartig durchwachsen. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

aus, dass alle die helleren Gemengteile und besonders der Plagioklas von einer Unzahl von kreuz und quer liegenden Stengeln von lichtgrüner Hornblende unkrautartig durchwachsen sind. Neben diesen Mineralien kommen als Gemengteile der Grundmasse in wechselnder Menge und unregelmässiger Verteilung Biotitschüppchen, Erzpartikelchen (meistens jedoch sehr spärlich) sowie Quarzkörner und Epidotstengelchen vor.

(Vergl. Fig. 40).

In enger Verbindung mit den Uralitporphyritoiden findet man, wie schon beiläufig erwähnt wurde, an den beiden Seiten des Näsijärvi geschichtete Gesteine, welche keine makroskopisch erkennbaren Einsprenglinge zeigen, sondern hauptsächlich aus kleinen Krystallfragmenten oder Körnern von uralitischer Hornblende, nebst Plagioklaskörnern in oft ganz zurücktretender Menge bestehen. In einigen Varietäten tritt Biotit an die Stelle des Uralites und wenn die Gemengteile ganz klein sind, können diese Gesteine der Grundmasse des Plagioklasporphyritoides ähnlich werden. Zu den erwähnten Gemengteilen treten in diesen Gesteinen in wechselnder Menge Körner von Epidot und Quarz, Kalkspat und zuweilen zahlreiche scharf begrenzte Magnetitoktaeder, die man schon makroskopisch wahrnehmen kann.

Diese meistens dunkelgrünen oder schwärzlichen uralitreichen »Porphyritoide ohne Einsprenglinge«, wenn eine solche Bezeichnung erlaubt ist, zeigen im Felde oft eine sehr deutliche Schichtung. In anderen Fällen können auch diese Gesteine wie die übrigen Porphyritoide ganz massig erscheinen, und ähneln dann vollkommen einem Eruptivgestein.

Der deutlichste Beweis der sedimentären Natur der uralitreichen Porphyritoide bildet der Umstand, dass sie, und zwar sowohl die einspreng-

lingsführenden wie die einsprenglingsfreien, als *Cäment der Conglomerate* auftreten. So tritt z. B., wie schon oben erwähnt wurde, bei Tervolanlahti in Teisko ein Uralitporphyritoid mit wohl ausgebildeten Uralitkrystallen als Cäment der Gerölle auf. Bei Hormistonlahti wechselt lagert ein sehr uralitreicher »Hornblendeschiefer«, der ebenfalls als ein einsprenglingsarmer Tuff aufzufassen ist, mit den gerölleführenden Schichten, und auch in diesen besteht das Cäment zum grossen Teil von Tuffmaterial (vergl. S. 52).

Eine Stelle, wo die sedimentäre Natur der uralitreichen Porphyritoide sehr deutlich hervortritt, ist ein kleines Inselchen, welches im Hormistonlahti S. vom Inselchen *Säynävä* (vergl. die Karte S. 18) gleich im Norden von der Fortsetzung des nördlicheren Conglomeratlagers liegt und welche die Fig. 41 wiedergibt. Man findet hier mehrere Varietäten von uralitreichem, fast schwärzlichem Schiefer, von denen einige Uralitkrystalle und kleine scharf begrenzte Biotitanhäufungen in wechselnder, meistens sehr reichlicher Menge enthalten, während andere hauptsächlich aus kleineren Körnern von Uralit, Biotit etc. mit spärlichem Plagioklas bestehen. Die letzteren Teile enthalten nun einige Reihen von ganz kleinen Geröllen und sind grösstenteils deutlich geschichtet, während man dagegen in der zwischenlagernden, dick linsenförmig gestalteten Uralitporphyritoid-einlagerung keine deutliche Schichtung erkennen kann. Wenn man die Gesteine in der Natur ansieht, kann man nicht daran zweifeln, dass man hier vertikal aufgerichtete Schichten von metamorphosirten Tuffen vor sich hat.

Die uralitreichen Porphyritoide der Näsijärviufer sind nicht selten *breccienartig* ausgebildet, in dem sie zahlreiche, meistens scharfeckige, jedoch nicht immer deutlich begrenzte Fragmente von Gesteinen enthalten, welche sich ihrer Beschaffenheit nach nur wenig von der Hauptmasse unterscheiden. Solche breccienartige Schichten findet man z. B. an mehreren Stellen in der Gegend, die unmittelbar im Norden von Hormistonlahti in Teisko liegt, sowie südlich von Vahantalahti am West-

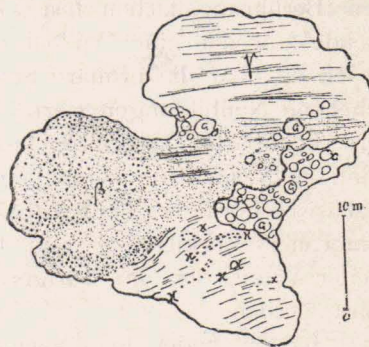


Fig. 41.

Inselchen S. von Säynävä im Busen Hormistonlahti in Teisko. α = feinkörniger, dunkler Porphyritoid, welcher einige eingelagerte Schichten ganz kleiner Gerölle ($\alpha-x$) enthält; β = grünschwarzer Porphyritoid, reich an Uralitkrystallen und Biotitanhäufungen; γ = deutlich geschichteter, feinkörniger Porphyritoid; ζ = lose Gerölle.

ufer des Näsijärvi. Im N.O. von Työljärvi in Ylöjärvi beobachtet man ähnliche Breccien, in welchen die Fragmente scharf splitterförmig sind und sich durch ihre hellere Oberflächenfarbe von der umgebenden dunklen Gesteinsmasse scharf abheben.

So deutlich auch die sedimentäre Natur der Mehrzahl der Porphyritoide hervortritt, so habe ich doch auf einer Stelle, nämlich N. von Sorila in Messuby, ein Gestein beobachtet (auf der Karte als Porphyritoid bezeichnet), welches makroskopisch den feinkörnigen uralitreichen Tuffen recht ähnlich ist, von dem ich aber nicht eben so sicher behaupten möchte, dass es ursprünglich ein sedimentärer Tuff gewesen ist. Es ist ein kleinkörniges, durchaus massiges, grünlichschwarzes Gestein, in welchem man mikroskopisch zahlreiche breitstenglige Individuen von Andesin beobachtet, welche ein Leistwerk bilden, dessen Zwischenräume hauptsächlich von grüner Hornblende erfüllt wird. Zusammen mit dieser wahrscheinlich uralitischen Hornblende tritt auch Biotit auf, und Apatitsäulchen sowie Magnetitkörner sind auch in diesen Teilen häufig vorhanden. Die einzelnen Plagioklasleisten sind an den Berührungsflächen fest verbunden, und zeigen gegen die Hornblende zuweilen eine Andeutung einer idiomorphen Begrenzung. Obgleich offenbar die primäre Struktur dieses Gesteins durch reichlich geschehene Neubildungen stark verändert worden ist, so dass keine ganz unverkennbaren Merkmale einer eruptiven Entstehung erhalten sind, kann man nicht ganz und gar die Möglichkeit leugnen, dass es ein diabasisch-körniger Feldspatbasalt oder ein ähnliches Gestein in metamorpher Verkleidung sein könnte. Jedenfalls kann es nicht ohne weiteres mit den im vorigen beschriebenen Gesteinen zusammengeführt werden.

Jedoch findet man auch an einigen Stellen im westlichsten Teil des Tammerforsgebietes Porphyritoidvarietäten, in welchen die Andesine, die hier meistens stark zerdrückt sind, ein Leistwerk bilden, die an der ophitischen Struktur schwach erinnert. Diese Gesteine dürften aber sicher sedimentäre Tuffe sein.

In einem porphyritartigen Gestein, welches bei dem Bootufer von *Kallionkieli* im Heittolagebiet vorkommt, erkennt man schon makroskopisch kleine linsenförmige Knauer von klarblauem Quarz. Man wäre geneigt an einen ursprünglichen Mandelstein zu denken. Die Struktur des Gesteins erinnert jedoch mehr an die Porphyritoide als an die Porphyrite. Es besteht hauptsächlich aus Krystallen und Krystallfragmenten von Andesin, welche von einer aus feineren Körnern desselben Minerals und spärlichen Biotitblättchen etc. bestehender Grundmasse

umgeben werden. Die Quarzknauer sind meistens eckig begrenzt und dürften wohl Neubildungen, vielleicht Pseudomorphosen nach einem zerstörten Mineral sein.

Dieses Gestein hat eine reingraue Farbe, ganz massige Struktur und verklüftet sich in dünnen Platten, die beim Anschlagen einen klingenden Laut geben.

Neben den jetzt geschilderten Varietäten der Porphyritoide, in welchen die Primärstruktur noch so deutlich hervortritt, giebt es andere, in welchen dieselbe durch eingetretene Veränderungen im höheren Grade verhüllt worden ist.

So sind oft sowohl die einsprenglingsartig hervortretenden Feldspate wie diejenigen der Grundmasse wie von einem Staub von Biotitblättchen oder Epidotkörnchen durchwachsen oder sind wie von Löchern durchstoßen, die von Quarz ausgefüllt worden sind. Einige Varietäten sind von kreuz und quer gehenden Quarzadern durchzogen, und zeigen auch sonst Einwirkungen einer starken Kataklyse.

Ein Gestein dieser Reihe, welches man bei Mastosjärvi im Süden von Vahantalahti in Ylöjärvi antrifft, zeigt makroskopisch ein sehr eigenthümliches Aussehen. In der hellgrauen, feldspatreichen Hauptmasse liegen zahlreiche schmale Stengel und Kerben von einer grünlichschwarzen strahlensartigen Hornblende. Mikroskopisch findet man aber auch hier dieselben ohne Zweifel primären Andesinkrystalle wieder, die in

den Porphyritoiden derselben Gegend vorkommen. Hier sind sie aber von neugebildeten Quarzkörnern durchwachsen, welche im ganzen Gestein reichlich vorkommen. Von gefärbten Gemengteilen kommen ausser den erwähnten Strahlsteinkerben (Fig. 42) hauptsächlich nur Magnetitkörner vor. Da nun dieselben Strahlsteinkerben auch in unzweifelhaften Porphyritoiden derselben Gegend, obgleich in weniger typischer Gestalt, vorkommen, und das betreffende Gestein in betreff der Zusammensetzung und

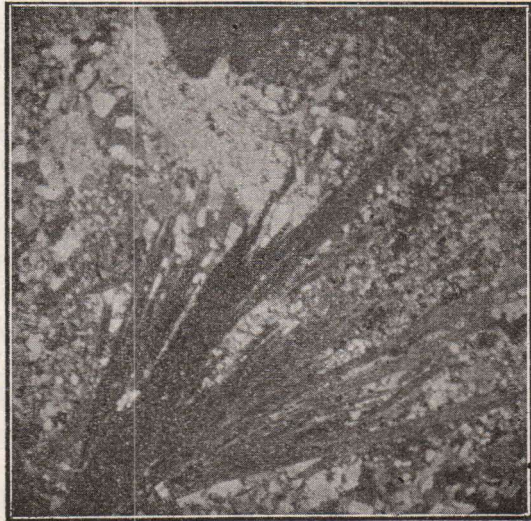


Fig. 42.

Porphyritoid von Mastosjärvi in Ylöjärvi, mit sekundär gebildeten Strahlsteinkerben. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

der noch erhaltenen primären Züge mit jenen Porphyritoiden übereinstimmt, muss man annehmen, dass es nur eine in eigenartiger Weise metamorphosirte Varietät dieser Gesteine ist.

Andere porphyritoidische Gesteine, die man auch vorwiegend in Ylöjärvi in den nördlicheren Teilen des grossen Schiefergebietes antrifft, unterscheiden sich von den vorigen dadurch, dass von den farbigen Gemengteilen hauptsächlich nur der Biotit übrig geblieben ist, während die anderen völlig verschwanden. Der Glimmer sammelt sich nun zu schmalen, lang ausgezogenen Streifen an, in welchen auch reichlich Quarzkörner vorkommen und welche sich um die noch erhaltenen Plagioklaskrystallen biegen. Die Parallelstruktur und überhaupt der Schiefercharakter sind in diesen Gesteinen mehr ausgeprägt wie in den übrigen und zuweilen sind sie so stark verändert, dass man nur mit Schwierigkeit den primären Bestand rekonstruiren kann.

Im weiteren Verlauf der Umwandlungen werden auch die Plagioklaskrystalle stark angegriffen. Es entstehen in ihnen Löcher, die von Quarz erfüllt werden oder sie zerteilen sich in eine Menge kleinerer Körnchen. Einige Varietäten dieser Gesteine sind auf diese Weise so stark umgewandelt worden, dass man nur mit grosser Schwierigkeit die porphyritoidische Struktur erkennen kann. Die chemische Beschaffenheit und der Umstand, dass diese Gesteine mit unzweifelhaften Porphyritoiden durch Übergänge verbunden sind, beweisen jedoch, dass sie auch derselben Gruppe angehören.

Fast noch mehr wie die zuletzt erwähnten sind die Porphyritoide verändert, welche man im Osten von der Kirche Suodeniemi in der Nähe des kleinen Sees Hoivasjärvi antrifft. Das Gestein ähnelt makroskopisch einem Hornblendeschiefer oder -gneiss. Es ist mittelkörnig und reich an Körnern und langen Säulen von grüner Hornblende, welche z. T. grössere, kurzsäulenförmige Krystalle bildet, an welchen man schon mit dem blossen Auge die Krystallform des Augites deutlich erkennen kann. Mikroskopisch zeigt es sich, dass diese Uraliteinsprenglinge nicht wie gewöhnlich aus fasrigem oder feinstengligem Strahlstein, sondern aus kompakten Hornblendesäulen bestehen, welche an den Enden oft über die ursprüngliche Grenze der Krystalle gewachsen sind. Die umgebende mittelkörnige Masse besteht aus rundlichen Körnern von ähnlicher Hornblende nebst Biotit, Labrador und spärlichen Titanitkörnchen, und hat vollständig die Struktur eines Glimmerschiefers oder schieferartigen Gneisses (siehe Fig. 42). Die Anwesenheit von allotigen Gemengteilen lässt sich hier nicht mehr konstatiren. Das Vorhandensein der porphyrischen Uralite sowie die in dem Gestein stellen-

weise deutlich hervortretende Conglomeratstruktur (vergl. S. 63) machen es deutlich, dass wir es auch hier mit stark umgewandelten sedimentären Tuffen zu thun haben.

Überhaupt scheint in diesen porphyritoidischen Gesteinen die ursprüngliche sedimentäre Struktur auf zweierlei Weise vertilgt zu sein. Entweder wurden die primären Plagioklase und die in Uralit umgewandelten Pyroxengemengteile einfach durch Zuwachs vergrössert. Da nun das aus eruptivem Tuffmaterial bestehende Gestein schon ursprünglich von einem Eruptivgestein nicht sehr wesentlich abwich, brauchte es nicht viel in dieser Richtung umgewandelt zu werden, um den Charakter



Fig. 43.

Uralitporphyritoid von Hoivasjärvi in Suodeniemi, sehr stark umgewandelt. Rechts ein Uralitkrystall. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

eines solchen anzunehmen. Andererseits unterlagen auch diese Gesteine denselben Veränderungen, welche die gewöhnlichen Sedimente bei ihrer Umwandlung in krystallinische Schiefer erleiden: es entstehen in dem Gestein reichlich neugebildete Mineralkörner zwischen den früher existirenden Gemengteilen, welche gleichzeitig stark angegriffen werden. Der Mineralbestand wird gleichmässiger, die ursprünglichen Grössenunterschiede der Mineralien verschwinden und zuletzt bleiben nur einige besonders existenzfähige Mineralien übrig, während die übrigen in andere Verbindungen übergehen: das Gestein erwirbt die Struktur der krystallinischen Schiefer.

Phyllite, Leptite und Glimmerschiefer.

Die ganze südliche Hälfte der grossen Schieferzone von Tamerfors wird von dunkelgrauen bis schwärzlichen, ausgeprägt schieferi-

gen, feinkörnigen *Phylliten* und *Glimmerschiefern* eingenommen, welche auch in mehreren der übrigen Gebiete, und zwar immer zunächst dem Liegenden, also an diesen Stellen die älteste Abteilung der Schieferformation bildend, auftreten.

Schwach veränderte Phyllite der Näsijärviufer.

In am wenigsten veränderter Form findet man diese Gesteine an den beiden Ufern des Sees Näsijärvi, wo sie auch am besten zugänglich sind. Hier trifft man, z. B. an der nördlichen Seite der Landzunge, welche N.O. von Pohtola in Ylöjärvi liegt, und an der südlich davon liegenden Landzunge Reuhari, O. von Niemi, ein Gestein, welches so wenig verändert ist, dass es z. T. noch einem Tonschiefer recht nahe steht. Dieser fast dichte, dunkelgraue, glänzende Schiefer zeigt schon dem blossen Auge eine sehr deutliche Schichtung, welche aber nicht im frischen Bruch, sondern an der von den Atmosphärien angegriffenen Oberfläche der Felsen hervortritt. Da die einzelnen ganz dünnen Schichten in dieser Beziehung verschiedene Widerstandsfähigkeit besitzen, zeichnet sich die Schichtung an dem Querschnitt der senkrecht stehenden Schichten durch eine sehr regelmässige Umwechslung von Wülsten und Rinnen aus.

U. d. M. tritt diese Schichtung und Wechsellagerung auch mit ausgezeichneter Deutlichkeit hervor. So kann man z. B. in dem Dünnschliff, von welchem Fig. 44 einen Teil wiedergibt, auf einer Mächtigkeit von 2,3 cm 20—30 Kleinschicht rechnen, welche sich von einander durch verschiedene Korngrösse und wechselnde Beschaffenheit unterscheiden. Das Gestein besteht hauptsächlich aus Biotitschüppchen und Quarzkörnern, nebst einem in wechselnder Menge vorhandenen schwarzen Staub, der aus einer Kohlenart besteht. Die Biotitblättchen können in den grobkörnigeren Teilen eine durchschnittliche Grösse von 0,01—0,02 mm erreichen, und wechseln hier mit wohl individualisirten Quarzkörnern von etwa derselben Grösse ab. In den feinkörnigsten Teilen erscheinen sie auch bei starken Vergrösserungen nur als ein unregelmässig aufleuchtender, von Quarz durchtränkter Mikrolitenfilz. Besonders in diesen Teilen ist der Kohlenstaub reichlich vorhanden, vorzugsweise in einzelnen scharf begrenzten Schichten, deren Dicke kaum 1 mm beträgt. (Vergl. Fig. 44). Eine so feine Schichtung wie diejenige, welche man hier beobachtet, ist nur durch die Annahme erklärlich, dass das Sedimentmaterial ursprünglich von äusserster Feinheit war, d. h. einen Ton bildete, welcher in einzelnen Schichten reicher an feinen Sandpartikeln war und an dessen Zusammensetzung

kohliges Material beteiligt war. Diese Kohle scheint ihrer Beschaffenheit nach in der Mitte zwischen Graphit und Anthracit zu stehen. Sie hat eine rein schwarze Farbe, einen metallartigen Glanz und brennt nur mit Schwierigkeit vor dem Lothröhr. Sie dürfte wohl dem Schungit Inostranzeffs am nächsten stehen.

Das beschriebene Gestein enthält zahlreiche, unregelmässig eingestreute Individuen von einem chloritähnlichen Mineral, welches dicke Täfelchen von anscheinend hexagonaler Begrenzung bildet, die 0,3—0,4 mm in der längsten Dimension messen. Das Mineral ist stark pleokroitisch in Farben, die zwischen der olivgrünen Chloritfarbe und blass gelbgrau bis fast farblos wechseln. Im polarisirten Licht hat es eine schön blaugraue Farbe. Die Auslöschung ist niemals ganz vollständig wegen der verschiedenen Dispersion der verschiedenen Farben. Die Krystalle zeigen eine sehr ausgeprägte polysynthetische Zwillingsbildung und die Auslöschung der verschiedenen Lamellen weicht nur um wenige (kaum 5) Grade von der Zwillingsgrenze ab. Es dürfte demnach ein *sismondinartiger Ottrelit* sein.

Dieser Ottrelit hat nun späterhin eine Umwandlung erlitten, welche von Interesse ist, weil dabei Produkte entstehen, die an organische Formen erinnern. Es sind in demselben einzelne Zwillingslamellen, bald in der Mitte, bald an den Rändern, in Eisenoxydhydrate oder auch in *Quarz* umgewandelt worden.

Später scheint in einzelnen Fällen, nachdem eine solche, mehr oder weniger vollständige Hülle von *Quarz* gebildet worden ist, der übrige Teil des Ottrelites vollständig

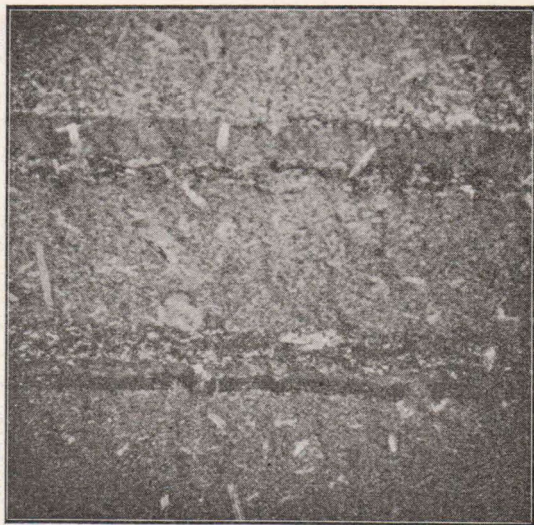


Fig. 44.

Tonschieferartiger Phyllit mit schöner Schichtung. Landzunge N.O. von Pohtola in Ylöjärvi, Nicols gekreuzt, Vergr. 18.

zersetzt worden zu sein, und dann sieht man in den Querschnitten zwei nahe an einander liegende Stäbchen von *Quarz* (Fig. 44). Solche immer paarweise zusammen liegende Stäbchen, die wie Durchschnitte

kleiner Röhrcchen aussehen, findet man an zahlreichen Stellen im Gestein, und man wäre leicht geneigt an einen organischen Ursprung zu denken, wenn man nicht ihre Entstehung so zu sagen in *flagranti* erfassen könnte.

Auf Tafel V, Fig. 2, ist ein Stück eines solchen Phyllites wiedergegeben, welches von mir als loser Stein bei Possila W. von Lie-lahti in Ylöjärvi gefunden wurde, und welches auch kleine Ottrelite enthält. (Es muss bemerkt werden, dass das Bild von dem Lichtdrucker schwach retouschirt worden ist). Hier tritt die Schichtung noch besser hervor, indem das Gestein aus c. 1,5 cm breiten, abwechselnden Schichten besteht. Von jeder Schicht hat ungefähr $\frac{2}{3}$ eine lichte Farbe; die Farbe wird dann allmählich dunkler, und das oberste Drittel der Schicht ist ganz dunkelfarbig. Es ist gegen die nächstfolgende hellere Schicht sehr scharf begrenzt. Die Erscheinung erinnert lebhaft an denjenigen Schichtwechsel, den man in dem glacialen Ton derselben Gegend beobachtet. Auch hier findet man einen Wechsel von oft sehr dicken Schichten, welche aus zwei verschiedenfarbigen Teilen zusammengesetzt sind. Diese gehen in einander allmählich über, während der eine (untere) Teil mehr bräunlich und reich an gröberen Gemengteilen ist (in den geschichteten Mergeln Schwedens ist er auch reicher an CaCO_3), der andere dagegen graufarbig und aus reinerem Ton (in den Mergeln reicher an MgCO_3) besteht. Die Schichten sind gegen einander sehr scharf begrenzt. Diese aus zwei verschiedenfarbigen Teilen zusammengesetzten Schichten sind wie De Geer zuerst hervorgehoben und später Högbom durch eingehende chemische Untersuchungen dargethan hat als *Jahresschichten* anzusehen. Der dickere, braune, an gröberen Gemengteilen reichere Teil wurde während des Frühlings und Sommers abgesetzt, der dünne graue Teil dagegen im Herbst und Winter, wo Sediment nur spärlich abgesetzt wurde. Wäre es wohl gar zu gewagt, an eine ähnliche Erklärung für die analoge Erscheinung in diesem archaischen Ton zu denken, und somit hierin einen Beweis für die Existenz von meteorologisch verschiedenen *Jahreszeiten* schon während dieser frühen Periode zu sehen? In jedem Falle muss ja, wie Walther richtig bemerkt, *ein rascher Gesteinswechsel* innerhalb einer geschichteten Formation *als ein Zeichen rasch veränderter Bildungsumstände angesehen werden*.²

¹ Gerard De Geer, Geolog. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 7. S. 5 u. 512. A. G. Högbom, Ibid. N:o 124. Bd. 11. S. 263.

² J. Walther, Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft, 1893—94. S. 641.

Ähnliche, ganz feine und schön geschichtete Phyllite findet man auch an dem östlichen Ufer des Näsijärvi, obgleich das Gestein hier oft etwas stärker metamorphosirt worden ist als die am besten erhaltenen Varietäten von Ylöjärvi.

An beiden Stellen findet man nun den beschriebenen, äusserst feinkörnigen bis fast dichten Phyllit in Wechsellagerung mit einem anderen Schiefer, welcher durch ein gröberes Korn, das offenbar schon ursprünglich vorhanden war, sich auszeichnet. Besonders in den Ufer-

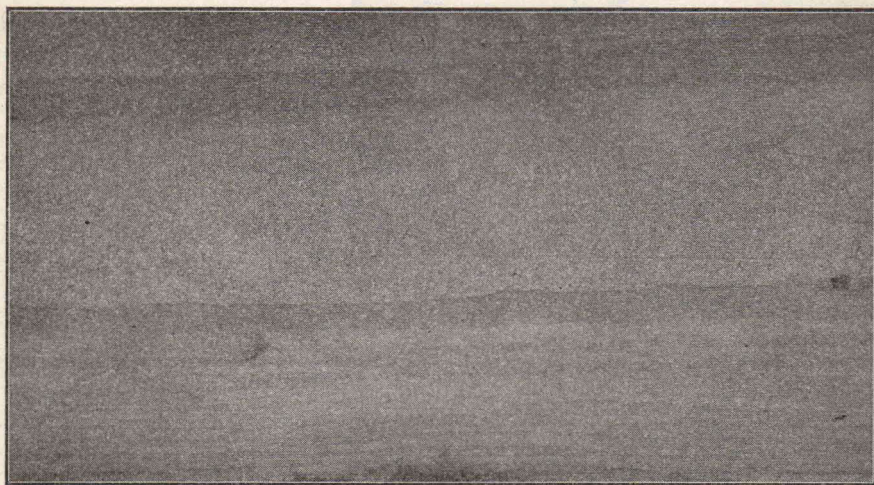


Fig. 45.
Tonschieferartiger Phyllit in Wechsellagerung mit einer leptitartigen Varietät.
Horizontaler Fels S. von Aitoniemi in Teisko am Ostufer des Näsijärvi.
Verhältniss zur Natur wie 1:5.

felsen am Näsijärvi, z. B. auf den Landzungen im Süden von Aitoniemi in Teisko, lässt sich diese Wechsellagerung von schmalen Schichten von wechselnder Korngrösse, Zusammensetzung und Farbe sehr gut studiren (vergl. Fig. 45). Jede nur einige Centimeter messende Schicht lässt sich oft mehrere Zehntel Meter weit verfolgen.

Diese Wechsellagerung tritt auch in den Dünnschliffen im kleinsten und kleinsten Maassstabe zu Tage. Oft kann man in demselben Dünnschliff zwei oder drei verschiedene Gesteine beobachten, welche sich durch Farbe und Korngrösse scharf von einander unterscheiden.

In den grobkörnigeren Teilen beobachtet man u. d. M. zahlreiche recht nahe an einander liegende splitterförmige oder kantengerundete Fragmente von *Quarz* und *Feldspat*, von denen einige eine Grösse von 1 mm im Durchschnitt erreichen. Sie werden von einem Cäment



Fig. 46.

Kohlenreicher Phyllit (umgewandelter Sandstein mit kohligem Cäment). Landzunge N. vom Pohtola in Ylöjärvi. Gew. Licht. Vergr. 18.



Fig. 47.

Wechselagerung verschiedener Phyllitvarietäten. In der Mitte ein Orthoklaskorn, welches randlich in Biotit umgewandelt worden ist. Gew. Licht. Vergr. 18.

umgeben, welches hauptsächlich aus noch kleineren Quarzkörnern und aus Schüppchen von Biotit und (in zurücktretender Menge) aus Chlorit besteht, zu welchen sich in wechselnder Menge ein feiner Staub von opaken *Kohlenpartikeln* gesellt. An einigen Stellen sind diese so reichlich vorhanden, dass sie fast allein das Cäment der gröberen Körner bilden. Siehe Fig. 46, welche eine solche Partie wiedergiebt. Wer könnte wohl daran zweifeln, dass diese Figur ein klastisches Gestein, das ursprünglich ein echter Sandstein war, abbildet?

Der Quarz der grösseren Fragmente zeigt meistens eine schwach undulirende Auslöschung, aber keine sehr auffallenden Druckerscheinungen. Oft ist er in dem ganzen Fragment fast einheitlich orientirt. Möglicherweise hat auch in diesem Falle, wie es in stark gepressten Gesteinen erweislich geschehen ist, eine Heilung ursprünglicher Risse im Quarze stattgefunden.

Der neben dem Quarz reichlich vorhandene Feld-

spat ist z. T. *Orthoklas*, z. T. *Oligoklas*. Beide treten in ziemlich scharfeckigen Fragmenten auf, und zeigen eine trübe Beschaffenheit, welche auf dem Vorkommen von äusserst zahlreichen Interpositionen von Muscovit, Epidot und nicht näher bestimmbar, körnig schuppigen Neubildungen beruht. Innerhalb der äusseren Umrisse der Feldspatfragmente haben sich aber auch andere neugebildete Mineralpartikelchen angesiedelt, offenbar bei den regionalmetamorphen Processen gebildet, welche dem Gestein seinen jetzigen Schiefercharakter verliehen haben. Hierbei sind die Feldspate mehr oder weniger vollständig in Aggregate von kleinen Quarz- und Feldspatkörnern sowie von Biotit-schüppchen umgewandelt worden. Besonders *Biotit* tritt auf diese Weise reichlich im Feldspat als Neubildung auf, oft vollständige Verdrängungspseudomorphosen bildend. (Siehe Fig. 47).

Neben diesen Mineralfragmenten findet man nun recht zahlreiche, bis 1 mm in Durchschnitt messende Splitterchen, die aus einem *porphyrischen Gestein* bestehen, in dessen dichter, oft von Kohlenstoff durchtränkter Grundmasse man kleine Einsprenglinge von einem stark zersetzten Plagioklas, die an den Grenzen der Fragmente quer durchschnitten werden, erkennen kann. Dieses Eruptivgestein, das ursprünglich wohl eine glasige Grundmasse besass, und welches älter als die ganze Phyllitzone war, muss a fortiori älter als diejenigen Effusivgesteine sein, die wir oben beschrieben haben und die alle in höheren Niveaus als die Phyllite vorkommen.

Auch findet man scharf splitterige, oft ziemlich grosse Fragmente eines dichten Phyllites und gelegentlich Splitter, die aus einem sehr kohlenreichen, eine undeutliche Schichtung zeigenden Gestein bestehen (Vergl. Fig. 46). Auch makroskopisch kann man oft an den geschliffenen Oberflächen der Felsen zahlreiche solche Einschlüsse von einem Phyllit beobachten, welcher seiner Beschaffenheit nach mit dem umgebenden Gestein völlig übereinstimmt, und dessen Schichtung von den Grenzen der scharfeckigen Fragmente durchschnitten wird.

Wo nun die geschilderten Gesteine, welche wir als umgewandelte ton- zuweilen auch kohlenchüssige Sandsteine gedeutet haben und die man als *leptitartige Phyllite* bezeichnen könnte, in Wechsellagerung mit den dichteren Schiefen auftreten, sind die Grenzen auch mikroskopisch oft haarscharf, obgleich anderseits auch allmälige Übergänge der verschiedenen Varietäten häufig vorkommen. Das gleichzeitige Vorkommen fast dichter und ziemlich grobkörniger Varietäten beweist am deutlichsten, dass die verschiedene Korngrösse schon ursprünglich vorhanden war.

An einer Stelle, nämlich auf der Landzunge Reuhari in Ylöjärvi, zeigt die Grenze der verschiedenen Varietäten eine sehr eigenthümliche Zackigkeit. Fig. 48, die nach einer Photographie gezeichnet ist, giebt diese Erscheinung wieder, wie sie an der geschliffenen horizontalen

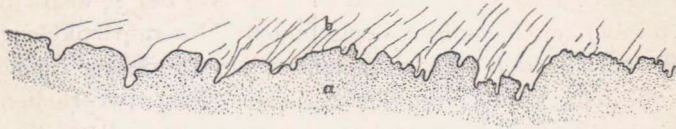


Fig. 48.

Zackige Grenze zwischen einem leptitartigen Phyllit (umgewandelten Sandstein) a und einem tonschieferartigen Gestein b (in diesem zahlreiche Risse). $\frac{1}{10}$ der nat. Gr. Landzunge Reuhari in Ylöjärvi.

Oberfläche des Felsens, welche somit einen Querschnitt der senkrecht stehenden Schichten darstellt, hervortritt. Der mit a bezeichnete Schiefer ist mittelkörnig und ist ursprünglich ein Sand gewesen, während das mit b bezeichnete dichte Gestein als eine metamorphosirte Tonschicht betrachtet werden muss.

Anfangs glaubte ich annehmen zu müssen, dass diese Erscheinung als Querschnitte eines Sandsteins mit Wellenfurchen zu deuten wäre. Es sind ja auch sonst so viele feine Einzelheiten des primären Bestandes dieser Sedimentgesteine erhalten, dass man eine solche Annahme keineswegs als unwahrscheinlich bezeichnen kann. Die Querschnitte der Furchen wären in diesem Falle durch spätere Faltungsbewegungen verzerrt worden, wobei sie gleichzeitig schärfer und steiler geworden wären.

Seitdem ich später ähnliche Erscheinungen im kleineren Maassstabe auch am Ostufer des Näsijärvi kennen gelernt habe, wurde es mir aber klar, dass sie dennoch sekundär durch Seitenschub entstanden sind. Unter diesen Falten findet man sogar, in ganz kleinem Maassstabe, Beispiele der s. g. »abgequetschten Gewölbekerne».

Das Gestein vom Ostufer des Näsijärvi wurde von H. Berghell analysirt. In dem analysirten Stück fanden sich sowohl dichte, tonschieferartige Schichten wie solche, die aus leptitartigem Schiefer bestanden.

Die Analyse ergab die folgende Zusammensetzung:

Phyllit vom Ostufer des Näsijärvi.

Si O ₂	62,93
Al ₂ O ₃	15,72
Fe ₂ O ₃	0,97

Fe O	5,43
Mg O	2,23
Ca O	1,42
Na ₂ O	1,62
K ₂ O	5,96
Glühverl.	2,83
	Summa 99,11

Das Gestein war kohlenreich, was den grossen Glühverlust erklärt.

Die Zusammensetzung stimmt mit derjenigen eines sandhaltigen Tones gut überein.

An mehreren Stellen, z. B. N. von Sorila in Messuby, zeigt der Phyllit eine *hällflintartige* Beschaffenheit, in dem er eine undeutlichere Schichtung zeigt und mikroskopisch sich reicher wie sonst an Feldspat, grösstenteils Mikroklin, erweist.

Eine recht eigenthümliche Phyllitvarietät, welche in einigen Felsen im N.O. von Sorila sowie auch S. vom Mahnalanselkä im Suoniemigebiet auftritt, zeichnet sich dadurch aus, dass die dunkle, biotitreiche Hauptmasse zahlreiche, dicht an einander liegende kleine Knoten enthält, in welchen das Gestein reicher an Feldspat (Mikroklin) oder Muscovit ist, und die deswegen an der Oberfläche als weisse Fleckchen hervortreten.

Die in der Nähe von Tervalhti in Teisko vorkommenden Phyllite wechsellagern oft mit Porphyritoiden in dünnen Schichten und enthalten auch zuweilen Plagioklaskrystalle, welche aus diesen stammen dürften. Hierdurch entstehen Übergänge beiderlei Gesteine. Andere hier vorkommende feldspathaltige Phyllite dürften jedoch als leptitartige Schiefer, also als durch die Umwandlung sandhaltiger Tone entstandene Gesteine gedeutet werden müssen.

An mehreren Stellen, so z. B. im Walde, welcher an der Grenze zwischen Teisko, Orivesi und Kangasala liegt, sowie am Ufer des Längelmävesi in Orivesi, werden die Phyllite bei sonst unverändertem Charakter hornblendehaltig.

Die Oberflächen der Phyllitfelsen sind nicht selten mit kleinen dicht an einander liegenden Grübchen überstreut, welche durch die Einwirkung der Atmosphärien auf dem sonst homogen erscheinenden Schiefer entstehen. Am *Löytänejärvi* in Längelmäki zeigen die auf diese Weise gleichwie taturten Felsen ein sehr eigenthümliches Aussehen.

Faltungen der Schichten im kleinem oder grösserem Maassstabe beobachtet man bei den Phylliten des Tammerforsgebietes überhaupt recht selten. Im südlichsten Teil der Schieferzone, in der Nähe der einstmaligen Unterlage, kommen jedoch Faltungen öfter wie sonst vor. So z. B. am Ostufer des Näsijärvi, N. vom Aittolahti, und an der Eisenbahn im S.W. von Orivesi, wo der glimmerschieferartige Phyllit eine sehr scharfe Runzelung der Glimmermembrane zeigt. Am Löytänejärvi in Längelmäki sowie an einigen anderen Stellen beobachtet man sogar gang-ähnliche Schieferpartien, welche ein ganz ähnliches Gestein schräg gegen seine Schieferigkeit durchschneiden. Sie dürften wohl durch Gleitungen bei der Aufhebung der Schieferschichten entstanden sein. Endlich sind auch die stärker metamorphosirten, glimmerschieferartigen Schiefer des östlichsten Theils der Schieferzone meistens recht stark gefaltet. Auch in dem kleinen Gebiet von phyllitischem Schiefer, welches bei Tohlopenjärvi in Birkkala vorkommt, ist das Gestein meistens so stark gefaltet, dass man zweifelhaft wird, ob es wirklich zu den jüngeren und nicht vielmehr zu den älteren Schiefen, welche überhaupt stärker gefaltet sind, gehört. Die Contactverhältnisse scheinen jedoch mehr für die erste Annahme zu sprechen.

Doch besitzt die grosse Mehrzahl der betreffenden Schiefer eine ganz *geradlinig verlaufende Schichtung*, so dass diese Eigenschaft ein gutes Merkmal für ihre Unterscheidung von dem relativ viel stärker gefalteten älteren Schiefer wird. Es ist kaum verständlich, wie die Dislocation einer vertikal aufgerichteten Formation so ruhig verlaufen konnte.

Auch in den Schiefergebieten an den beiden Enden des Kyrösjärvi-Sees findet man stellenweise Phyllitvarietäten, die eben so schwach metamorphosirt wie die Näsijärvi-Phyllite sind. So auch im Laviagebiet, wo das Gestein jedoch im allgemeinen mehr verändert ist. Vergl. im übrigen die Karten, welche diesen Gesteinswechsel wiederzugeben versuchen, so viel es in Anbetracht des geringen Maassstabes möglich ist.

In Anbetracht der guten Erhaltung und des reichlichen Kohlengehaltes der Phyllite von Näsijärvi würde man sich auch nicht verwundern, wenn man hier einmal die so lange vergebens gesuchten *archaischen Fossile* antreffen würde. Trotz vielem Suchen sowohl im Felde wie in zahlreichen Dünnschliffen habe ich jedoch bisjetzt keine ganz unzweifelhaften fossilen Reste hier gefunden.

Doch findet man an den beiden Ufern des Näsijärvi oft kohlenreichere Teile, denen Formen sehr eigenthümlich sind und die man nicht

ohne weiteres für anorganische Bildungen zu erklären wagt. Die am meisten typischen trifft man auf einer Landzunge S. von Aitoniemi in Teisko¹ an. Hier sieht man an der Oberfläche des Felsens eigenthümliche dunkle Figuren, welche wie die Durchschnitte zusammengeschrumpfter Säcke aussehen, die immer parallel der Lagerung ausgezogen sind. Vergl. Fig. 49, welche eine Photographie wiedergiebt, und Fig. 50, welche

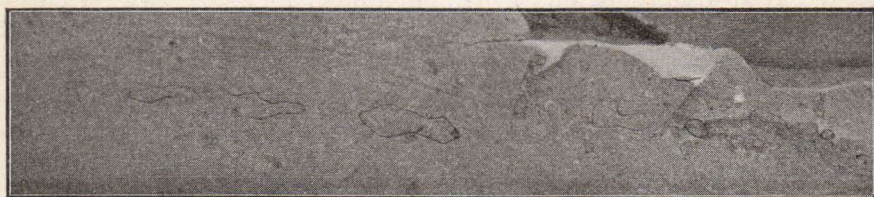


Fig. 49.

Fossilienähnliche Säcke aus Kohlenstoff im Phyllit auf einer Landzunge S. vom Aitoniemi am Ostufer von Näsijärvi. $\frac{1}{7}$ der nat. Grösse.

direkt von dem Felsen kopirt und dann verkleinert wurde. Die schwarzen Linien bezeichnen flache, rinnenförmige Vertiefungen, welche dadurch entstanden sind, dass eine weichere Substanz verwittert ist. Zerschlägt man das Gestein, welches solche »Säcke« enthält, so findet man, dass die Umrisse von einer dichten, glänzenden Kohlenstoffsubstanz bezeichnet werden, welche sich mikroskopisch sehr scharf begrenzt erweist (Fig. 51). Die Säcke liegen vorwiegend nur in einer gewissen,



Fig. 50.

Fossilienähnliche Säcke aus Kohlenstoff im Phyllit am Ostufer des Näsijärvi. $\frac{1}{2}$ der nat. Grösse.

einen Decimeter breiten Schicht. Ihre Grösse ist recht verschieden in verschiedenen Richtungen. Ihre Länge wechselt zwischen 3 und 10 cm, während sie in der Richtung senkrecht gegen die Schichtung des Gesteins ziemlich gleichmässig c. 2—3 cm messen.

Ich habe mich vergeblich bemüht, eine Erklärung dieser Gebilde, unter der Annahme, dass sie anorganischer Herkunft wären, zu finden.

¹ Diese Landzunge wurde von meinem Wegweiser Niihami genannt, welcher Name sich auf der Karte S. 17 wiederfindet. Nach den Nachrichten, die ich während der Drucklegung erhalten habe, soll eigentlich eine im S.O. von dieser Stelle liegende Landzunge Niihami heissen.

Concretionäre Bildungen irgend welcher Art, um welche sich dann die Kohlensubstanz, vielleicht in einem ursprünglich bituminösen Zustande, abgesetzt hätte, sind sie gewiss nicht. Im Gegenteil spricht die gleichartige und zwar völlig klastische Beschaffenheit des Sedimentmaterials, welches an den beiden Seiten der Kohlenränder vorkommt, dafür, dass es ursprünglich eine ganz homogene Sandmasse bildete. Dass sich wieder die Kohlensubstanz auf Spalten im Gestein abgesetzt hätte, erscheint völlig unerklärlich. Denn wie könnten diese jemals einen so wunderlichen Verlauf nehmen, dass dadurch solche Bildungen entstünden? Übrigens fanden wir die Kohlensubstanz auch in ganz schmalen Schichten im Gestein concentrirt, was darauf hinzuweisen scheint, dass sie als feiner Detritus abgelagert wurde und somit nicht als Bitumen, sondern in Form fester Massen existirte.

Dass diese aus Kohlensubstanz bestehenden Säcke schon in dem losen, wahrscheinlich tonigen Sande, aus welchem der Schiefer durch

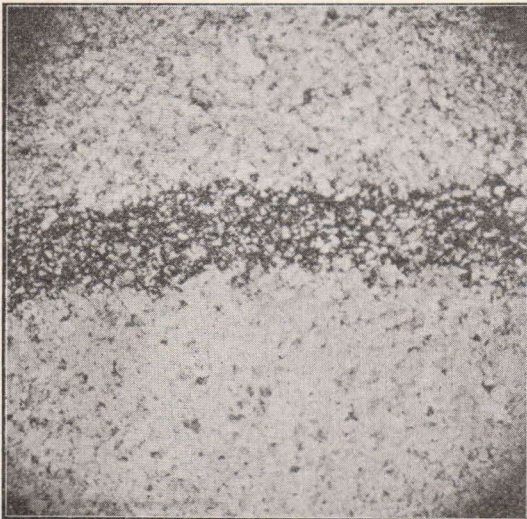


Fig. 51.

Kohlenreicher Rand im Phyllit vom Ostufer des Näsjävi. (Durchschnitt eines Theiles der im den Figg. 49—50 abgebildeten Dinge). Gew. Licht, Vergr. 18.

Metamorphose gebildet wurde, existirten, scheint mir aus der Art und Weise hervorzugehen, in welcher die Kohlenränder mit dem umgebenden Gestein verbunden sind (Siehe Fig. 51). Dann erscheint kaum eine andere Annahme möglich, als dass sie *organischer* Herkunft sind. Zwar kennt man keine ganz entsprechenden Bildungen aus jüngeren Formationen. Es lässt sich aber leicht denken, dass die Fossile dieser uralten archaischen Sedimente, wenn solche wirklich existiren, ganz anders aussehen müssten

als die paleozoischen und jüngeren Organismen. Wenn es Tiere wären, könnte man z. B. an die Vorahren der Echinodermen denken, welche, wenn noch nicht ihr Panzer fertig gebildet war, wohl die Gestalt solcher einfacher Säcke besitzen könnten. Gegen eine solche Annahme

spricht jedoch die wechselnde Grösse dieser Gebilde. Tiere pflegen in dieser Beziehung gleichförmiger zu sein. Wahrscheinlicher erscheint deswegen die Annahme, dass diese Säcke Reste *pflanzlicher Organismen* von einfachem Baue sind.

Vielleicht wird eine fortgesetzte und eingehendere Untersuchung dieser Gebilde, welche z. B. in der Art geschehen könnte, dass man aus demselben »Sack« eine Menge verschiedener Schnitte anfertigen liesse, darüber ein helleres Licht werfen. Vorläufig müssen sie wohl zu denjenigen fraglichen Gebilden gerechnet werden, welcher weder der Paleontologe noch der Petrologe als seinem Gebiet angehörig anerkennen will. Wenn die Entdeckung der so lange gesuchten archaischen Fossile irgend welchen Wert haben soll, so muss man ja nicht nur Gebilde nachweisen, die *möglicherweise* Organismen sein können, sondern es gilt solche aufzuweisen, die Jedermann ohne Bedenken für Fossile erklären kann.

In derselben Gegend, wo diese »Säcke« vorkommen, besonders an dem Westufer des Näsijärvi, findet man ähnliche Gebilde, welche sich was die Grösse betrifft, noch unregelmässiger verhalten. Es sind linsenförmige oder rundlich begrenzte Partien von kohlenreicherem Schiefer, welche oft auswittern, so dass an der Oberfläche der Felsen Höhlen entstehen. Die unregelmässige Form und sehr wechselnde Grösse dieser Gebilde machen ihre Deutung als Fossile unwahrscheinlich. Es lässt sich ja aber leicht denken, dass die Kohlensubstanz schon in dem ursprünglichen Sediment in verschiedenen Formen auftrat, auch wenn sie Anfangs organischer Herkunft war, und das Vorhandensein dieser ganz unregelmässigen Gebilde kann somit nicht als ein direkter Beweis gegen die Annahme der Fossilnatur der in den Figg. 49—51 abgebildeten Dinge betrachtet werden.

Übergänge in Glimmerschiefer.

Die eben geschilderten phyllitischen Gesteine, welche eine ursprünglich klastische Beschaffenheit so deutlich erkennen lassen, und die sich zwar als umgewandelte Tone, beziehungsweise tonschüssige Sandsteine erwiesen haben, zeigen nun häufige Übergänge in glimmerschieferartige Gesteine, in welchen der klastische Charakter immer mehr verschwindet. Da hier alle Übergangsglieder zwischen einem solchen klastischen Phyllit und einem recht grobkörnigen, zuweilen fast gneissartigen Glimmerschiefer in lückenloser Reihe vorhanden sind kann man diese Prozesse, die schon an mehreren Stellen beschrieben worden sind, hier sehr gut studieren.

Dem Anfangsstadium dieser Umwandlung sind wir schon in dem beschriebenen Phyllit begegnet. Es zeigte sich hauptsächlich in einer reichlichen Neubildung von Biotitschüppchen, welche z. T. auf Kosten des Feldspates geschah und sich als eine pseudomorphosenartige Verdrängung dieses Mineralen durch Glimmer erwies. Zugleich wurde auch Quarz in reichlicher Menge neugebildet. Neben diesen Gesteinen, in welchen die klastische Struktur noch so deutlich hervortritt, finden wir nun andere, in welchen die neugebildeten Gemengteile eine grössere Rolle spielen und allmählich mehr die primäre Beschaffenheit verhüllen. Besonders die neugebildeten Biotitschuppen treten in ihnen in immer reichlicherer Menge auf, und zugleich vermehren sich auch die zwischen ihnen liegenden klaren Quarzkörner. In den psammitischen Varietäten werden die aus Feldspat oder aus dichten Effusivgesteinen bestehenden Körner allmählich von einem Aggregat von Biotit und Quarzkörnern verdrängt; oder auch werden sie, wenn ihre Substanz erhalten wird, dadurch verunstaltet, dass von den Rändern aus Neubildungen in sie eindringen. In vielen Fällen wird aber auch Feldspat neugebildet. Denn neben den trüben allotigenen Feldspatfragmenten beobachtet man auch rundliche Körner von ganz klarem Oligoklas, Orthoklas oder Mikroklin. Die grösseren, klastischen Quarzkörner zerteilen sich in mehrere rundlich oder stumpfeckig begrenzte Körner. In einigen Fällen werden sie auch durch Zuwachs vergrössert, so dass sich kurze linsenförmige Quarzstreifen bilden. Da nun aber im allgemeinen die grösseren Gemengteile von vielen kleineren Mineralkörnern ersetzt werden, und die neugebildeten Glimmerschuppen oft nur eine Grösse von 0,05—0,1 mm besitzen, werden diejenigen Gesteine, deren Korngrösse ursprünglich 0,5 bis 1 mm war, durch die Metamorphose im Anfang *feinkörniger*. Die ursprünglich pelitischen Gesteine werden dagegen etwas grobkörniger als früher, und die Metamorphose strebt im allgemeinen den Gesteinsmassen einen *gleichförmigeren* Charakter zu geben. Doch bleibt der Unterschied zwischen den ursprünglich pelitischen und psammitischen Schichten noch lange erhalten und zeigt sich darin, dass jene bei der Metamorphose reicher an Biotit und deswegen dunkler werden. Auch in den feinkörnigen Glimmerschiefern, in welchen man keinen Rest der ursprünglichen klastischen Gemengteile mehr sicher erkennen kann, zeigt sich deswegen die Schichtung deutlich darin, dass hellere und dunklere, oft auch der Korngrösse nach etwas verschiedene Schichten mit einander abwechseln.

Neben Quarz und Biotit, welche unter den neugebildeten Gemengteilen vorherrschen und oft fast ausschliesslich den Bestand des Gesteines bilden, kommen in wechselnder Menge andere Gemengteile vor. Blättchen von Muscovit sind in der Regel vorhanden, und werden zuweilen recht gross, dann oft eine ganze Menge Quarzkörner einschliessend. Chloritblättchen, die neben einem ganz frischen Biotit vorhanden sind, und nicht durch die Umwandlung dieses Mineralen entstanden sein dürften, sind oft zu beobachten. In mehreren Varietäten findet man auch zahlreiche Körnchen von Epidot, Kalkspat in wechselnder Menge, kleine Magnetitkörner u. s. w.

Fig. 52 giebt die mikroskopische Beschaffenheit eines solchen Phyllites wieder, welcher wie es scheint ursprünglich ganz dicht war, also einen Ton bildete, welcher aber jetzt hauptsächlich aus Biotit und Quarz besteht. Es steht am östlichen Näsijärviufer im N.-W. von Paavola an und findet Verwendung als Wetzsteine.



Fig. 52.

Phyllit (feinkörniger Glimmerschiefer) von Ali-Paavola in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 50.

Wenn nun einmal die Gesteine so weit verändert sind, dass sie durch und durch aus neugebildeten kleinen Biotit- und Quarzpartikelchen etc. bestehen, und keine Reste der ursprünglichen klastischen Gemengteile mehr erhalten bleiben, vermag ein weiteres Vorschreiten der Metamorphose in der Beschaffenheit wenig zu verändern. Die eigentlichen, typischen *Glimmerschiefer* unterscheiden sich von den beschriebenen feinkörnigen, phyllitischen Schiefen hauptsächlich nur durch die Korngrösse, welche allmählich immer mehr zunimmt. Die Grösse und die äussere Formbegrenzung der Gemengteile werden zugleich etwas gleichförmiger und die letzten Reste der primären Mineralien verschwinden. Auch von der Schichtung ist oft keine Spur länger erhalten. Für die Struktur dieser typischen Glimmerschiefer ist es besonders charakteris-

tisch, dass die Gemengteile im allgemeinen gut getrennte Körner ohne eigene Formbegrenzung bilden, welche an einander wie Mosaik oder vielleicht besser gesagt wie die Steine einer cyklopischen Mauer gereiht sind (»cyklopische Struktur«).

Nicht selten enthalten auch diese aus Phyllit entstandenen grobkörnigen Glimmerschiefer in reichlicher Menge Feldspat und zwar vorwiegend Mikroklin. Die Struktur dieser Gesteine, welche Fig. 53 wiedergiebt, wird dann fast gneissartig und auch im Felde zeigen sie eine

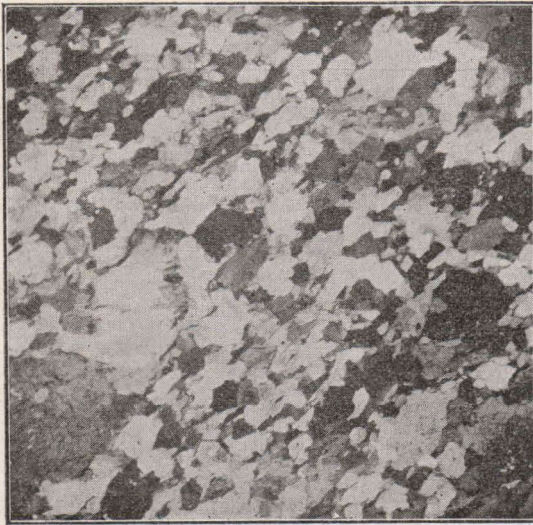


Fig. 53.

Gneissartiger Glimmerschiefer von Aittosaari, Dorf Venitola, Kuhmois. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

gneissähnliche Beschaffenheit. Diese Gesteine können vielleicht mit demselben Recht *glimmerschieferartige Gneisse* wie gneissartige oder *feldspatführende Glimmerschiefer* genannt werden. Sie kommen besonders am Südrande des westlichsten Teils des Tammerforsgebietes häufig vor, *besonders an den Stellen, wo Pegmatitgänge häufig sind*. Es liegt nahe, in einer Contacteinwirkung dieser Gänge die Ursache des größeren Kornes und des Feldspatgehaltes der Schiefer zu suchen. Vielleicht ist

auch die relativ starke Faltung, welche meistens diese Gesteine von den übrigen Schiefen unterscheidet, durch denselben Umstand zu erklären. Zur Frage von der Entstehung der gneissähnlichen Schiefer werden wir noch im folgenden zurückkehren.

Es muss aber hier bemerkt werden, dass auch in dem östlichen Teil des grossen Schiefergebietes die Phyllite oft mit feldspathaltigen, leptitartigen Varietäten wechsellagern, und dass also auch ein primärer Feldspatgehalt oft vorhanden ist.

Dieselbe Metamorphose, welche wir hier beschrieben haben, durch welche sich Glimmerschiefer aus ursprünglichen Tonen und Sandsteinen entwickeln, ist schon mehrmals in der geologischen Litteratur ge-

schildert worden, am eingehendsten wohl von Van Hise in seiner Arbeit über die huronischen Schiefer in dem Penokee-District in Michigan und Wisconsin¹. Auch Lepsius hat in seiner grossen Attika-arbeit ähnliche Erscheinungen beschrieben.

Leptite.

Das eigentümlich gestaltete Schiefergebiet von Suoniemi wird fast vollständig von dem Gestein gebildet, welches wir oben als einen *Leptit* bezeichnet haben. Derselbe kommt auch in den anderen Gebieten in spärlicherer Menge vor. So findet man ihn N.O. von der Kirche Birkkala, W. von Tammerfors, in einer Ecke des grossen Schiefergebietes. In diesem Gebiet findet man wieder ein ganz ähnliches Gestein als Einlagerung in dem Phyllit an den beiden Ufern von Löytänejärvi in Längelmäki. Wie aus der schon gegebenen Schilderung hervorgeht, besitzen auch an den Näsijärviufern *leptitartige Phyllite* grosse Verbreitung, und wechsellagern mit dem typischen Phyllit. Durch ihre dunkle Farbe, die durch den Reichthum an Biotit bedingt wird, unterscheiden sie sich jedoch von dem typischen, hellfarbigen und meistens muscovitreichen Leptit von Suoniemi. Dieser ist ein lichtröthliches, feinkörniges Gestein, welches im anstehenden Fels und in grösseren Stücken ein sandsteinähnliches Aussehen besitzt, während man, wenn man es in Handstücken beobachtet, wegen des Reichthums an Muscovit und die dadurch bedingte ausgeprägte Schieferigkeit das Gestein ohne Bedenken als einen Schiefer bezeichnen würde. Es spaltet sich in ziemlich regelmässigen, parallelipedischen Stücken und ist deswegen ein gutes Baumaterial. Als solches ist es auf dem Hofe *Mauri*, welcher dicht an der Landstrasse liegt, für den Bau eines Kuhstalles angewandt worden. Die Wände dieses Stalles und die einige Hundert Meter im Norden davon liegenden Steinbrüche im anstehenden Fels bieten die beste Gelegenheit, das Gestein in frischem Bruch zu betrachten.

Was hier vor allem in die Augen fällt, ist die *discordante Schichtung*, welche an zahlreichen Stellen in dem Gestein sichtbar wird, und zwar in einer solchen Deutlichkeit, dass man bei dem ersten Blick es kaum für möglich halten möchte, dass man einen stark metamorpho-

¹ R. D. Irving and C. R. Van Hise, The Iron-Bearing Series of Michigan and Wisconsin, Monogr. U. S. Geol. Survey Vol. XIX. S. 332—345.

sirten Schiefer von archaischem Alter vor sich hat.¹ Tafel V, Fig. 1, zeigt die Erscheinung, wie sie in einem Handstück hervortritt, welches in der Sammlung der Geologischen Commission aufbewahrt wird. Es scheint mir kein Zweifel darüber herrschen zu können, dass wir hier eine echte discordante Schichtung vor uns haben, und dass die Erscheinung nicht durch Gleitungen oder in irgend welcher anderen Weise nachgeahmt werden kann.

Die in der Figur hervortretenden dunklen Ränder, welche die Deutlichkeit des Phänomens bedingen, sind Reihen aus kleinen Magnetitkörnern, welche sich gegen die umgebende Masse scharf abheben. Wären nicht diese auf einzelnen Schichtflächen zufälligerweise vorhanden, so würde man kaum die Erscheinung entdecken können.

An mehreren Stellen sieht man in dem Leptit rundliche Einschlüsse von einem Gestein, welches sich nur durch die etwas dunklere, braune Farbe und die kleinere Korngrösse von dem Hauptgestein unterscheidet. Diese Einschlüsse, die offenbar kleine Gerölle sind, die von einem Gestein gebildet werden, welches seiner Beschaffenheit nach dem umgebenden sehr nahe stand, liegen in einer nur einige Decimeter dicken Schicht dicht an einander. Die Lagerung des Gesteins, welche durch diese geröllführende Schicht sowie durch die discordante Schichtung bezeichnet wird, steht immer ganz steil, bis zu 80° von dem Horizontalplane.

Bei mikroskopischer Beobachtung findet man, dass dieser Leptit hauptsächlich aus Quarz, Feldspat und Muscovit zusammengesetzt ist. Der Quarz tritt zum Teil in grösseren, rundlich begrenzten Körnern auf, welche einen Durchmesser von c. 3 mm erreichen. Diese Körner bestehen bald aus einheitlich orientirter Substanz, bald aus mehreren Feldern mit ganz verschiedener Orientirung. Die äusseren Grenzen sind z. T. recht scharf, z. T. haben sie einen zackigen Verlauf. In

¹ Doch ist dieses Vorkommniss keineswegs eine vereinzelte Erscheinung. In Dalsland am westlichen Ufer des Wenern-Sees in Schweden habe ich in einem glasigen Quarzit mit senkrecht stehender Lagerung nicht nur eine discordante Schichtung von eben so grosser Deutlichkeit, sondern auch deutlich erhaltene Wellenfurchen gesehen. Beide wurden schon im Jahre 1870 von A. E. Törnebohm beschrieben (Beskrifning till kartbladet N:o 34 Åmål, sid. 15) und nach ihm liegen nicht im geringsten darüber Zweifel vor, dass die s. g. „Eurit-Quarzitformation“, in welcher dieser Quarzit vorkommt, dem uralten „archaischen“ Complex Schwedens angehört und älter wie einige gneissartige Granite der Gegend ist. Auch in dem Quarzit von Tiirismaa bei Lahtis im südlichen Finland, welcher viel stärker als die Tammerforsschiefer metamorphosirt worden und wahrscheinlich älter wie diese ist (vergl. S. 58), findet man auf den senkrecht stehenden Schichtflächen Furchen, die *möglicherweise* als Wellenmarken zu deuten sind.

einem Gestein, das auch aus der Nähe von Mauri stammte, zeigten diese Felder gegen einander die eigentümlich zackig verlaufende Grenze, welche man bei stark gepressten Quarziten beobachtet: (Vergl. Fig. 54). So stark gepresster Quarz kommt in den betreffenden Sedimentformationen in der Regel nicht vor, und es erscheint auch recht wahrscheinlich, dass er in diesem

Falle ein fremder Gemengteil ist, der aus einem präexistirenden, stark gepressten Gestein stammte. Viele der grösseren Quarzkörner im Gestein von Mauri zeigen auffallenderweise fast gar keine Druckerscheinungen oder nur eine schwach hervortretende Flammigkeit. Neben diesen rundlichen Quarzkörnern findet man nun Feldspatkörner von etwa derselben Grösse, welche oft kleine Muscovitblättchen in reichlicher Menge enthalten. Die erwähnten gröbereren Ge-

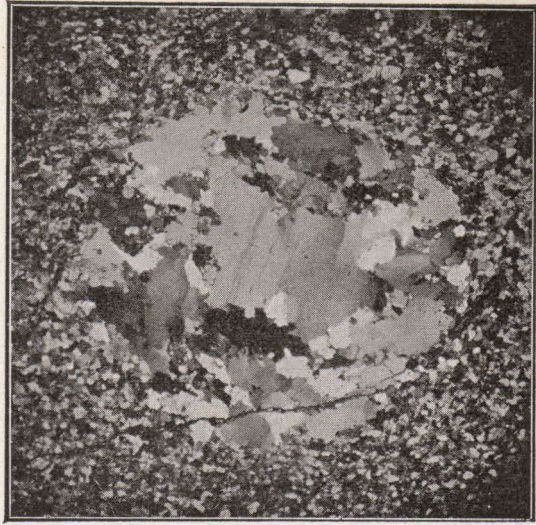


Fig. 54.

Korn aus stark gepresstem Quarz im Leptit von Mauri in Suoniemi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

mengteile werden von dicht aneinander gereihten kleineren Körnern von Quarz und Kalifeldspat sowie von Muscovitblättchen umgeben, welche parallele Streifen bilden und dem Gestein seine Schieferigkeit verleihen. Auf einigen Stellen kommen winzige Muscovitschüppchen wolkenweise überaus reichlich vor. Auch Blättchen von Biotit stellen sich gelegentlich ein. Der Magnetit, welcher die früher erwähnten, die Schichtung hervorhebenden schwarzen Linien bildet, tritt in der Gestalt von rundlichen, lappig begrenzten Klümpchen auf.

Der grösste Teil dieser Gemengteile dürfte ohne Zweifel sekundärer Herkunft sein. Nur was die gröbereren Quarz- und Feldspatkörner anbetrifft, erscheint es wahrscheinlich, dass sie allotigene Gemengteile sind, welche auch durch später eingetroffene Umwandlung und Neubildung verunstaltet worden sind. Betrachtet man Dünnschliffe von dem Gestein in starker Vergrösserung, so erhält man das Bild eines typischen, durchaus krystallinischen Schiefers. Bei der Anwendung ei-

ner ganz schwachen Vergrößerung findet man dagegen in der Verteilung und ungleichen Grösse der Gemengteile etwas, das lebhaft an

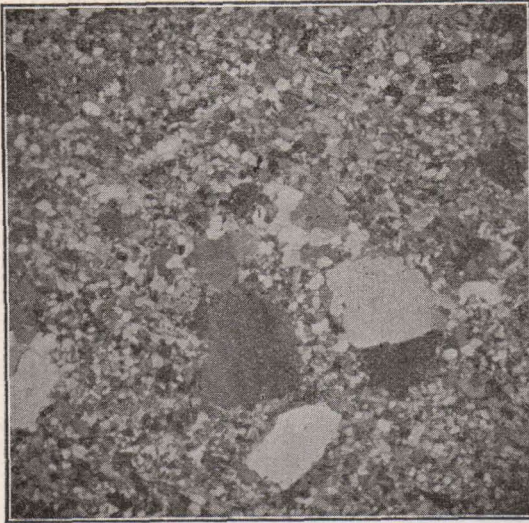


Fig. 55.

Leptit von Vähäjärvi in Suoniemi. Nicols
gekreuzt. Vergr. 18.

eine ursprünglich klastische Struktur erinnert (Fig. 55). Die schon oben angeführten, auf anstehendem Gestein mit dem blossen Auge zu machenden Beobachtungen lassen auch darüber keinen Zweifel, dass das Gestein ursprünglich ein echter *Sandstein* war, welcher durch die Zusammenschwemmung von losen Gemengteilen gebildet wurde, die aus durch Verwitterung angegriffenen Landmassen herrührten. Mit einer solchen Annahme steht auch die chemische Beschaffenheit des

Gesteins im vollen Einklang. Nach einer von H. Berghell ausgeführten Analyse hat dasselbe die folgende Zusammensetzung:

Leptit von Mauri in Suoniemi.

Si O ₂	75,52 %
Al ₂ O ₃	14,64
Fe ₂ O ₃	1,42
Fe O	0,95
Mg O	0,30
Ca O	1,33
Na ₂ O	0,97
K ₂ O	3,53
Glühverl.	1,06

Summa 99,72 %

Die Variationen, welche die Leptite des Schiefergebietes von Suoniemi sowie das ganz ähnliche Gestein von Birkkala zeigen, sind meistens ganz geringfügig. Der relative Gehalt an Feldspat und Glimmer kann etwas wechselnd sein, und einige Varietäten, besonders die

im W. von Tohlopenjärvi in Birkkala vorkommenden, besitzen eine makroskopisch fast dichte Hauptmasse, in welchen die c. 0,3 mm grossen gröberen Körner einsprenglingsartig hervortreten. Auch hier ist die Zusammensetzung sonst eine ganz ähnliche wie in dem schon geschilderten Gestein.

Von Interesse sind die Veränderungen, welche die grösseren Feldspatkörner in einigen dieser Gesteine erlitten haben. Sie sind zuweilen teilweise oder vollständig in Aggregate von kleineren Stückchen verwandelt, welche wie ein Haufen von Trümmern aussehen. Jedoch dürfen sie wohl nicht durch eine mechanische Zerdrückung des Feldspates, sondern durch die Neubildung kleinerer, verschieden orientirter Körner innerhalb der Grenzen desselben entstanden sein, da man oft auch mitten im Krystalle solche Körner wahrnimmt.

In dieselben Stellen, wo solche Körner vorkommen, nestelt sich auch gern Muscovit in reichlicherer Menge ein und bildet oft ziemlich grobe Krystalle, welche jedoch wie gewöhnlich oft eine ganze Menge kleinerer Mineralkörner umschliessen.

Der Leptit von *Iso Löytänejärvi* in Längelmäki zeigt fast eben so schön wie das Gestein von Mauri die discordante Schichtung, welche hier durch ganz schmale, in dem sonst fast schneeweissen Gestein scharf hervortretende schwarze Linien von Biotit hervorgehoben wird.

Mikroskopisch findet man, dass der Schiefercharakter hier noch mehr ausgeprägt ist wie in dem Gestein von Karkku. Die Quarz- und Mikroklinindividuen, welche die Hauptmasse des Gesteins bilden, messen gleichförmig ungefähr 0,2 mm, und liegen in Reihen angeordnet, was dem Gestein eine Parallelstruktur verleiht, welche dadurch deutlicher hervorgehoben wird, dass die recht zahlreich vorhandenen Biotitblättchen auch parallel derselben Richtung liegen. Neben diesem kommt Muscovit, jedoch meistens in geringerer Menge vor.

Durch die Umwandlung von Sandsteinen entstandene Glimmer- und Hornblendeschiefer.

Während die Mehrzahl der Glimmerschiefer sich nahe an die Phyllite anschliesst, giebt es andere Glimmerschiefer, die z. T. sogar gneissartig werden und sich als mit den Leptiten, d. h. umgewandelten Sandsteinen, genetisch verbunden zeigen. Solche Gesteine sind hauptsächlich in dem Lavia—Suodeniemigebiet beobachtet worden.

So findet man am Nordufer des Sees Mouhijärvi in Suodeniemi nahe am Contact gegen den Granit des Liegenden einen Felsen, der

aus Glimmerschiefer besteht, welcher mikroskopisch eine durchaus krystallinische Beschaffenheit zeigt, indem er aus zweifelsohne authigenen,

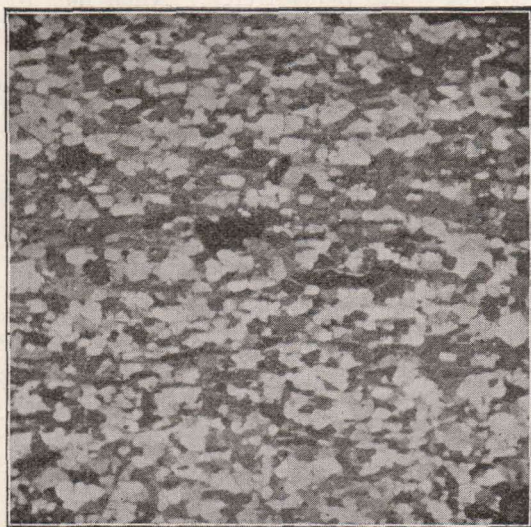


Fig. 56.

Plagioklasreicher Glimmerschiefer vom Nordufer des Sees Mouhijärvi in Suodeniemi, Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

0,05—0,4 mm im Durchschnitt messenden Körnern von Labrador, Mikroklin und Quarz, gleichzeitig mit gröberem Biotitblättern zusammengesetzt ist. Fig. 56 giebt ein Bild der Mikrostruktur dieses Gesteins.

Man findet auch in diesem Gestein und zwar mit fast eben so grosser Deutlichkeit wie in dem Gestein von Mauri, eine *discordante Schichtung* erhalten, welche hier durch das Vorhandensein glimmerreicherer Schichten hervorgerufen wird. Fig. 57 giebt diese Erscheinung

nach einer Photographie schematisch wieder. In der Natur ist das Phänomen ganz eben so deutlich wie in dieser Figur. Es kann meiner Ansicht nach kein Zweifel darüber obwalten, dass dieses Gestein ursprünglich ein discordant geschichteter Sandstein war, welcher später stark umgewandelt wurde, wobei jedoch gewisse primäre Züge noch so zu sagen in Copia erhalten geblieben sind.

Eine Analyse dieses Gesteins wurde von Herrn G. Lundell in Stockholm ausgeführt, welche die folgende Zusammensetzung ergab.

Glimmerschiefer vom See Mouhijärvi in Suodeniemi.

Si O ₂	55,19
Al ₂ O ₃	16,43
Fe ₂ O ₃	4,23
Fe O	7,29
Mg O	4,04
Ca O	9,14
Na ₂ O	2,65

K ₂ O	0,57
Glühverl.	0,91
	Summa 100,45 %

Der grosse Kalk- und Eisengehalt scheint es anzudeuten, dass das Gestein ursprünglich ein eisenreicher *Mergelsandstein* war.

Man würde erwarten, hier Hornblende anstatt Biotit zu finden. In der That kommen auch in derselben Gegend oft ebensolche Gesteine vor, in welchem der Biotit von diesem Mineral vertreten wird. Diese *Hornblendeschiefer* müssen somit als veränderte Sandsteine betrachtet werden, und gehören also mit den hornblendereichen Schieferen der Näsijärvigegend, welche wie wir gefunden haben Tuffe waren, genetisch nicht zusammen. Solche Hornblendeschiefer besitzen im Kankaanpäägebiet eine noch grössere Verbreitung und bilden hier allein für sich die untere Abtheilung der Schieferformation. Der Plagioklas ist hier zuweilen ein Oligoklas, neben welchem Quarz in mehr zurücktretender Menge vorhanden ist. Grüne Hornblende und Biotit finden sich in ungefähr gleicher Menge, daneben spärlich Körner von Titanit und Magnetit. Die Struktur ist der in Fig. 56 abgebildeten sehr ähnlich.

Die Schiefer des Lavia-Suodeniemigebietes sind überhaupt, wie wir schon bei der Schilderung der dort anstehenden Conglomeratschiefer und Porphyritoide fanden, im Vergleich mit den Gesteinen des Näsijärviufers viel stärker umgewandelt. Im Süden und Osten der Kirche Suodeniemi findet man zwischen ihnen nicht selten ziemlich grobkörnige, glänzende Glimmerschiefer, die zuweilen Granat und Andalusit enthalten und meistens muscovitreich sind. Der Muscovit kommt zuweilen als grobe, dendritähnliche Aggregate von silberglänzenden Schuppen an den Schieferungsflächen vor.

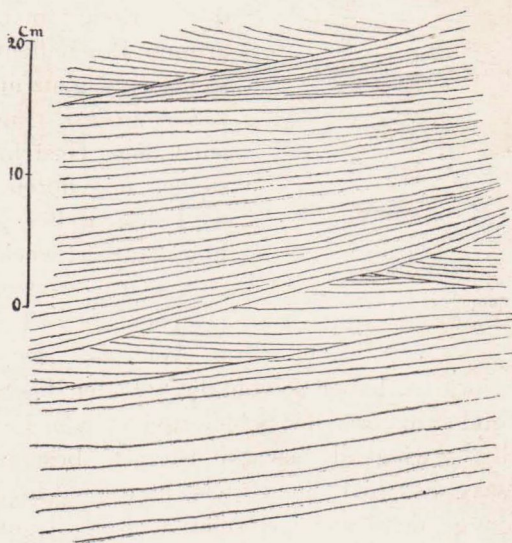


Fig. 57.

Discordante Schichtung in einem Glimmerschiefer vom See Mouhijärvi in Suodeniemi.

Doch findet man auch hier, wo die Gesteine so äusserst stark metamorphosirt worden sind, stellenweise sehr gut erhaltene Schiefer. So zeigt der Phyllit im Norden vom Bauernhaus Järvi, W. von der Kirche Suodeniemi, stellenweise eine fast ebenso schöne Schichtung, wie die Schiefer der Näsijärviufer. Auch bei dem Pfarrhof von Suodeniemi stehen solche wenig metamorphosirte Gesteine an, und in den Felsen, welche an der Landstrasse zwischen Suodeniemi und Lavia liegen, erkennt man oft in dem überhaupt glimmerschieferartigen Schiefer eine sehr deutliche Schichtung und Wechsellagerung. Ebenso auch an der Contactstelle N. vom Naarajärvi in Lavia, die wir im folgenden beschreiben werden.

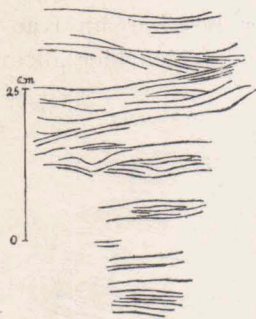


Fig. 58.

Discordante Schichtung in einem gneissartigen Glimmerschiefer von Myllyharju in Lavia.

Äusserst stark metamorphosirt ist der Schiefer im südlichsten Teil des Nord-Laviagebietes, wo Pegmatitgänge häufig vorkommen. Jedoch erkennt man auch hier trotz der gneissartigen Beschaffenheit des stark gefalteten Gesteins eine ganz unverkennbare *discordante Parallelstruktur* (Fig. 58), welche beweist, dass auch diese Gesteine den umgewandelten Sandsteinen angehören müssen.

Etwas weiter gegen Norden trifft man auch hier ganz schwach umgewandelte Phyllite, welche sich von dem Gestein von Näsijärvi keineswegs unterscheiden.

Wie aus den jetzt mitgetheilten Angaben hervorgeht, haben sowohl die Schiefer des Suoniemigebietes als auch das Sedimentmaterial der Schiefergebiete von Lavia und Suodeniemi ursprünglich vorwiegend aus Sandsteinen bestanden. Das Sedimentmaterial besass also hier einen mehr litoralen Charakter als in der unteren Abteilung der Schieferformation von Tammerfors, in welcher toniges Material vorherrschte.

Der jüngere Granit und seine Beziehungen zu den Schiefeln. Durch Contact-, Injections- und Digestionsmetamorphose veränderte Schiefer.

Wie schon Anfangs hervorgehoben wurde, liegen die beschriebenen Schieferzonen vorwiegend an den Grenzen zwischen einem hauptsächlich aus gneissartigen Gesteinen bestehenden Complex und einem grossen Granitgebiet, welches sich im Norden davon wenigstens über 4 Längengrade und 1,3 Breitengrade mit einem Areal von c. 23,000 Qv. km. ausdehnt. Zwar bildet das Gestein dieses Gebietes nicht eine einheitliche und homogene Masse, wie es z. B. mit den fast eben so grossen Rapakivgebieten der Fall ist. Im Gegenteil findet man hier einen stetigen Wechsel verschiedener Granitvarietäten. Das Gestein ist voll kleiner Einschlüsse von Schiefer und enthält auch an mehreren Stellen langgezogene Zonen von Schiefer, welche meistens zahlreiche Granitgänge enthalten und eine stark veränderte Beschaffenheit zeigen.

Trotz dieses Wechsels trifft man in dem ganzen Gebiet stets dieselben, z. T. sehr charakteristischen Varietäten an. Alle sind durch stetige Übergänge mit einander verbunden und zeigen auch mehrere gemeinschaftliche Eigenschaften. An den Grenzen zeigen sie ein gleichartiges Verhalten, indem sie alle die umgebenden Gesteine *in der Art eines jüngeren Eruptivgesteins durchdringen*. Derselbe Granit schiebt sich auch an mehreren Stellen an der Grenze zwischen den Schiefeln und ihrem liegenden Complex ein, diese gleichwie auseinander spaltend. Er bildet dann kleinere Gebiete, welche entweder mit dem grossen vereinigt sind und dann wie von diesem ausgehende Buchten aussehen, oder auch isolirt an der südlichen Grenze der Schiefer ohne sichtbare Verbindung mit dem grossen Gebiete liegen (Vergl. die Karten).

Porphyrtiger Granit.

Von den verschiedenen Strukturvarietäten dieser Granite besitzen die *porphyrtigen* eine recht grosse Verbreitung und zeigen eine sehr charakteristische und überhaupt gleichförmige Beschaffenheit.

Fig. 59 zeigt das Aussehen einer sehr typischen, in Lavia vorkommenden Varietät dieses Granites, wie es in den geschliffenen Oberflächen der Felsen zum Vorschein kommt. Es liegen zahlreiche, gröss-

tenteils rundlich begrenzte Feldspate, welche meistens 1,5—3, zuweilen bis 5 cm in der Länge messen, in einer gleichkörnigen Masse ausgestreut, welche aus den gewöhnlichen granitischen Mineralien besteht.

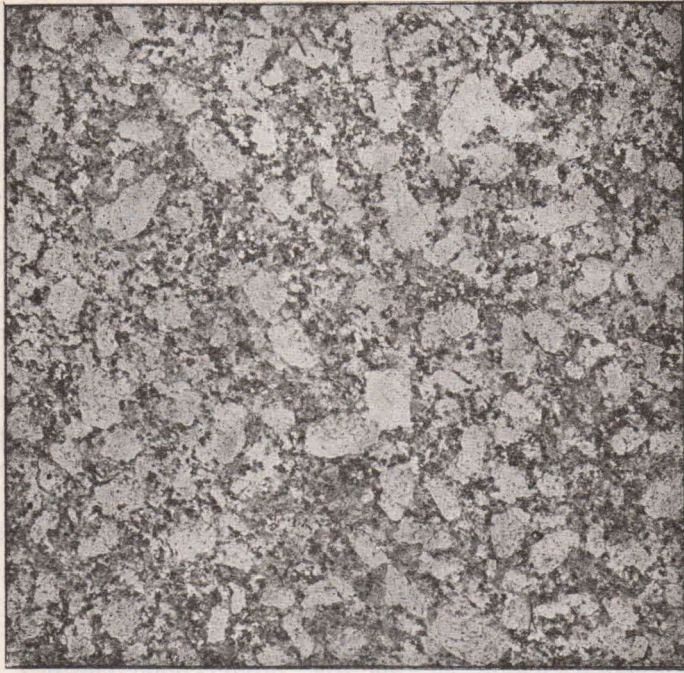


Fig. 59.

Jüngerer porphyrtiger Granit von Susijärvi in Lavia, $\frac{1}{5}$ der nat. Gr.

Die Farbe des Feldspates, welche diejenige des ganzen Gesteins bestimmt, ist eine *lichtröthliche*. Dieses Gestein, wie überhaupt die Mehrzahl dieser porphyrtigen Granite, zeigt eine fast völlig massige Struktur. Wenn eine undeutliche Parallelstruktur in ihnen vorhanden ist, beobachtet man meistens keine die Krystalle durchschneidende Kataklazonen, sondern erhält mehr den Eindruck, als wäre sie durch Bewegungen in plaatischem Zustande entstanden, sei es, dass diese Plasticität eine primäre Eigenschaft war oder im Verlauf der Veränderungen eines schon vollständig verfestigten Gesteins eintrat. Doch giebt es auch an einigen Stellen Varietäten, welche stark mechanisch zerdrückt worden sind.

In anderen Varietäten dieser porphyrtigen Granite, welche besonders in der Gegend von Isovesi in Kuhmois vorkommen, sind die

Feldspate etwas grösser, parallelipipedisch begrenzt, nicht selten gelblich oder gräulich gefärbt und werden von einer deutlich parallelstruirtten Masse umgeben. Diese Varietäten werden dem im Liegenden der Schieferformationen vorkommenden, älteren porphyrtartigen Granit recht ähnlich. Andererseits findet man aber auch, und zwar in einem kleinen isolirten Gebiet, welches im S. von der Kirche Kumo (Kokemäki) liegt, einen porphyrtartigen Granit, der bei makroskopischer Beobachtung den weit jüngeren Rapakivigraniten recht ähnlich erscheint. Er zeigt aber, besonders mikroskopisch, ganz unverkennbare, obgleich nur schwache Einwirkungen einer stattgefundenen regionalen Metamorphose, was bei den Rapakivigraniten nicht beobachtet wurde. Auch seinem Aussehen nach schliesst sich dieser Granit gewissen in dem Granitgebiet von Lavia vorkommenden Varietäten der jüngeren archäischen Granite sehr nahe an, und dürfte wohl mit ihnen genetisch verbunden sein. Es ist wahrscheinlich dasjenige Gestein dieser Gruppe, welches den Urtypus in am besten erhaltener Gestalt zeigt.

Aber auch das Gestein von Lavia, das in Fig. 59 abgebildet wurde, zeigt eine petrographische Beschaffenheit, welche durch später eingetretene dynamometamorphe Veränderungen nur wenig modificirt worden ist.

Bei dem mikroskopischen Studium dieser Gesteine findet man, dass der Feldspat sowohl wo er als Einsprengling wie auch da, wo er als Gemengteil der Grundmasse vorkommt, z. T. aus *Orthoklas*, z. T. aus *Mikroclin* mit wunderschöner Gitterstruktur, z. T. endlich aus einem *Oligoklas* (Maximalauslöschung nur wenige Grade) besteht. Der letztgenannte ist auch in der Grundmasse stets idiomorph gegen den Kalifeldspat und wird oft vollständig von ihm umschlossen. Orthoklas und Mikroclin sind stets von einander gut getrennt und scheinen gleichzeitig und unabhängig von einander entstanden zu sein. Beide sind oft mit Albit mikropertitisch verwachsen. Der *Quarz* bildet Felder, welche gegen die Feldspate entschieden *alotriomorph* begrenzt sind, die aber meistens in eine Anzahl zackig begrenzter Partien mit verschiedener Orientirung zerteilt worden sind. Nur in dem Gestein von Kumo ist er besser erhalten, indem er aus fast einheitlich orientirten Partien mit nur schwach hervortretender undulirender Auslöschung besteht. Hier bildet ein Teil des Quarzes rundliche Körner, welche von den Randpartien der grösseren Feldspate umschlossen werden.

Hier und da liegen grössere Partien von *Biotit*, welche wie es scheint ursprünglich einheitliche Krystalle bildeten, die aber jetzt oft durch eine Menge kleinerer Blättchen ersetzt worden sind. Diese Bio-

titpartien kommen zuweilen in den Feldspaten eingeschlossen vor und das Mineral dürfte wohl als primärer Gemengteil vor diesem entstanden sein. Er enthält oft kleine Krystalle von *Titanit* und zuweilen reichlich Apatitsäulchen.



Fig. 60.

Porphyrtiger Granit von Liuttu, S. von Myllyjärvi in Teisko. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Fig. 60 giebt ein Bild der Mikrostruktur dieser Gesteine. In der abgebildeten Stelle besteht das Gestein hauptsächlich aus Feldspat, der von einer Quarzmosaik verkittet wird. In der Mitte und links unten liegen kleine Biotitkrystalle. Der links oben liegende Feldspatkry stall besteht aus Oligoklas.

In mehreren Varietäten dieser porphyrtigen Granite, besonders in denjenigen, welche sich sonst als stärker metamorphosirt er-

weisen, kommt weiter ein Gemengteil in wechselnder Menge vor, welcher recht viel Interesse darbietet.

An den gegenseitigen Grenzen der Feldspate, z. T. auch als sie durchziehende Schnürchen, treten Reihen von Orthoklaskörnchen auf, welche mit radialstrahlig angeordneten, wurmartig gekrümmten Quarzstengeln (*Quartz vermiculaire* von Michel Lévy) verwachsen sind. Bald liegen diese Gebilde, die wie kleine Warzen aussehen, als selbständige Körner zwischen den Feldspaten, in der Art, als wenn sie von aussen in diese eingewachsen wären. Bald ist wieder der äusserste Rand des Feldspates von »Quarz vermiculaire« durchwachsen, so dass es aussieht, als ob die Verwachsung nur bei einer Fortsetzung des Zuwachsens der Feldspate entstanden wäre. Zuweilen werden diese »Warzen« so zahlreich, dass man in den Dünnschliffen auf einer Fläche von mehreren Quadratmillimetern nur solche Dinge beobachtet. Zu diesen recht interessanten Gebilden werden wir noch im folgenden zurückkehren.

Auch im übrigen ist ein Teil des Feldspates sicher sekundärer Entstehung, da die sonst gerade verlaufenden Grenzen der grösse-

ren Krystalle zackige Vorsprünge zeigen, die offenbar durch Zuwachs nach der Verfestigung entstanden sind. Auch der in Form kleiner Blättchen auftretende Biotit dürfte wohl zum Teil sekundärer Entstehung sein. In einigen stärker metamorphosirten Varietäten ist auch Quarz reichlich in dem Raume des Feldspates neugebildet worden, wobei dieser oft wie löcherig aussieht.

Überhaupt zeigen jedoch diese porphyritigen Granite keine besonders prägnanten regionalmetamorphen Einwirkungen. Da die einsprenglingsartig hervortretenden Krystalle von diesen Veränderungen am wenigsten getroffen werden, kann man diese Veränderungen auch besser in den gleichkörnigen Varietäten studiren, zu deren Schilderung wir jetzt übergehen.

Gleichkörnige Granite.

Die gleichkörnigen Varietäten zeigen auch z. T. eine *röthliche* Farbe, besonders da, wo sie noch eine schwache Andeutung einer porphyritigen Ausbildung zeigen, indem einzelne Feldspate noch etwas gröber wie die übrigen Gemengtheile sind. Diese Varietäten sind mit den echten »Porphy-Graniten« durch stetige Übergänge verbunden. Häufiger sind sie jedoch der Farbe nach *grau*, zuweilen mit einem Stich in's gelbliche.

Sehr charakteristisch sind diejenigen grauen, oder richtiger gesagt schwarz-weissmelirten Granite, welche reichlich schwarze *Hornblende* oder Biotit enthalten, und die meistens etwas gröber als mittelkörnig sind (Korngrösse 1—2 mm). Sie sind oft ganz massig, z. T. zeigen sie aber auch eine ziemlich deutliche Parallelstruktur. Von diesen *Hornblende-* beziehungsweise *Biotitgraniten* kommen auch Varietäten mit röthlichen Farbnuancen recht häufig vor.

Andere Varietäten sind mittel- bis kleinkörnig (Korngrösse unterhalb 1 mm) und ärmer an dunklen Mineralien. Sie sind der Farbe nach *hellgrau*, oft fast *weisslich*, und enthalten oft relativ reichlich Muscovit. Ferner giebt es auch solche Granitvarietäten, welche ganz kleine porphyritartig hervortretende Feldspate in einer feinkörnigen bis fast dichten Masse zeigen. Diese Gesteine, deren Struktur sich der granitporphyrischen nähert, sind der Farbe nach röthlich oder schmutzig bräunlich und z. T. massig, z. T. ziemlich stark druckschieferig.

Endlich kommen auch *Pegmatite* in genetischer Verbindung mit diesen Graniten vor, jedoch reichlicher als Gänge in den umgebenden Gesteinen als in dem eigentlichen Granitgebiet.

In den am besten erhaltenen dieser gleichkörnigen Granite kann man ihre ursprüngliche Beschaffenheit noch deutlich erkennen, und findet dann, dass sie mit derjenigen der schon beschriebenen porphyrtigen Varietäten grosse Ähnlichkeit zeigt.

Als Feldspatgemengteile kommen sowohl *Orthoklas* und *Mikroklin* wie *Oligoklas* vor, welcher letztere besonders in den hornblendereichen Varietäten in reichlicher Menge vorhanden ist. Er scheint ursprünglich stets eine idiomorphe Begrenzung besessen zu haben, welche jedoch oft durch stattgefundene sekundäre Veränderungen verhüllt worden ist. Er zeigt oft einen deutlichen zonaren Bau, wobei die innerste Zone oft etwas basischer als die Aussenzonen ist. Nicht selten enthält er kleine Fleckchen von neugebildetem Mikroklin. Der Kalifeldspat enthält oft, aber keineswegs immer, zahlreiche Albitlamellen in mikroperthitischer Verwachsung. Er ist, wo seine ursprünglichen Formen erhalten blieben, gegen den Plagioklas allotriomorph, gegen den Quarz dagegen idiomorph begrenzt.

Der *Biotit* bildet, wo er primärer Entstehung ist, anscheinend idiomorph begrenzte hexagonale Tafeln, welche häufige Knickungen und Biegungen der einzelnen Lamellen zeigen. Ein sehr grosser Teil des Biotites lässt aber durch sein Auftreten seinen Charakter eines sekundären Gemengteiles deutlich erkennen. Auch die grüne *Hornblende*, welche in der Gestalt mehr oder weniger gut begrenzter Säulen vorhanden ist, dürfte zum grössten Teil, wenn nicht vollständig, sekundärer Entstehung sein.

Der Quarz, welcher in wechselnder, meistens aber sehr reichlicher Menge vorhanden ist, bildet grössere Partien, welche gegen die übrigen als primär erkannten Gemengteile entschieden allotriomorph begrenzt sind. Diese Quarzpartien sind aber auch hier fast immer in eine ganze Menge verschieden orientirter Felder zerteilt worden, welche fast wie selbständige Körner aussehen. Könnte man nicht die verschiedenen Stadien dieser Veränderungen hier, besonders in den porphyrtigen Varietäten gut verfolgen (noch besser lassen sie sich in einem in derselben Gegend vorkommenden, etwas jüngeren Gestein, nämlich in dem von mir früher beschriebenen Quarzporphyr von Karvia, studiren ¹), so würde man es kaum glauben können, dass diese Körner nur durch die Zerdrückung der grösseren primären Quarzkörner und ihre bei der Regionalmetamorphose geschehene »Heilung« entstanden sind.

¹ Bull. Comm. Geol. de la Finlande, N:o 2.

Wenn auch bei diesem Prozesse keine eigentliche stoffliche Umsetzung geschieht, so trägt er doch sehr viel dazu bei, die ursprüngliche Struktur des Gesteins zu maskiren. Wenn es möglich wäre, die ursprüngliche Beschaffenheit des Quarzes wieder herzustellen, so würde eine ganze Menge dieser Granite eine nur sehr schwach veränderte Erupitivstruktur zeigen. Fig. 61 giebt die Struktur eines solchen schwach metamorphosirten Granites dieser Gruppe wieder. Man erkennt darin hauptsächlich idiomorphe Feldspatkrystalle, die von Quarzkörnern verkittet werden. Rechts oben liegt ein Krystall von Hornblende.

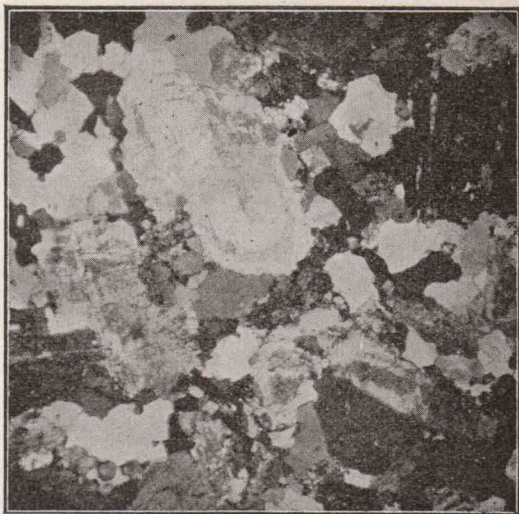


Fig. 61.

Granit von Saksä in Kuhmois. Nicols gekreuzt.
Vergr. 18.

In den Anfangsstadien der Metamorphose werden

die Feldspate verhältnissmässig wenig angegriffen. Bei allmählich stärker werdender Metamorphose findet man auch bei ihnen häufig weitgehende z. T. mechanische, z. T. chemische Veränderungen. Sie zeigen häufige Knickungen und werden oft in mehrere Teile zerdrückt. In dem Plagioklas findet man reichlich kleine Fleckchen von neugebildetem Mikroklin und auch der Orthoklas scheint sich allmählich in Mikroklin zu verwandeln. Man findet nämlich hier oft einen Kalifeldspat, dessen Hauptmasse gar keine oder eine äusserst undeutlich hervortretende Zwillingslamellirung zeigt, in welchem aber einzelne Fleckchen aus klarerer Substanz mit deutlicher Zwillingslamellirung, vorwiegend nach dem Albitgesetz, bestehen.

Die Feldspate werden auch oft durch Zuwachs verunstaltet, in dem sich zapfenförmige Protuberanzen an ihnen einstellen. Besonders reichlich findet man in vielen von diesen Graniten die schon erwähnten *warzenähnlichen Verwachsungen* zwischen Feldspat, ganz vorwiegend Oligoklas, und wurmartig gekrümmten Quarzstängelchen. Die Figg. 62 und 63 geben eine Vorstellung von dem Aussehen dieser Gebilde, welche noch reichlicher wie hier in denjenigen Graniten vorkommen,

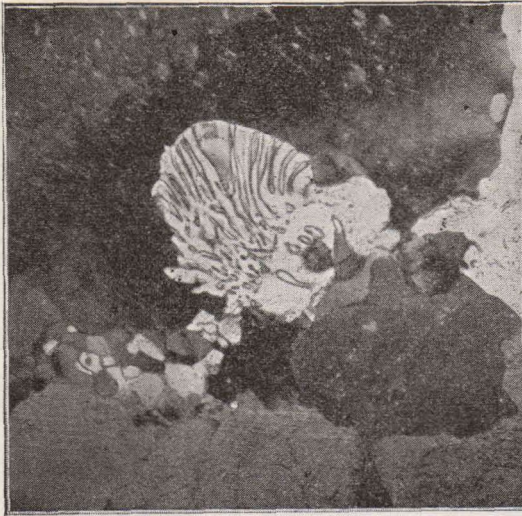


Fig. 62.

Warzenähnliche Verwachsung von Oligoklas und Quarz
in einem Granit von Mahnala in Tavastkyrö.
Nicols gekreuzt, Vergr. 80.



Fig. 63.

Warzenähnliche Verwachsungen von Oligoklas und Quarz
in einem älteren Granit von der Eisenbahn N. von
Sarkkila in Kangasala. Nicols gekreuzt, Vergr. 18.

welche älter als die Tammerforssschiefer sind (Siehe Fig. 63). In einigen Fällen können die einzelnen Stengel noch feiner werden, so dass die Verwachsungen blumenkohlartige Gebilde von äusserster Zartheit darstellen. Zum Teil bilden nun diese Verwachsungen schmale Fransen und Säume um die Feldspatkristalle, wobei der von »Quartz vermiculaire» durchwachsene neugebildete Feldspat mit der Substanz der Krystalles, den er umsäumt, gleich orientirt ist. Dann kann es oft scheinen, als ob der ganze Feldspat eine ursprüngliche Bildung wäre, in dessen durch Corrosion angegriffene Ränder ein sekundärer Quarz später eingedrungen wäre. Gegen eine solche Annahme, nach welcher der Quarz als ein »Quartz de corrosion» im Sinne der französischen Petrologen aufzufassen wäre, sprechen jedoch mehrere Umstände, welche zu beweisen scheinen, dass sowohl der »Quartz vermiculaire» wie der Feldspat, den er durchwächst, auch in diesen »Fransen»

gleichzeitig entstandene sekundäre Bildungen sind. Sie zeigen nämlich oft gegen den von ihnen umsäumten Feldspat eine recht bestimmte Grenze und kommen überhaupt niemals in genetischer Verbindung mit unzweifelhaft primären Gemengteilen vor.

In der Mehrzahl der Fälle treten aber diese Verwachsungen selbstständiger auf, indem sie die schon erwähnten und in den Figg. 62 und 63 abgebildeten Körner bilden. Die Grösse dieser Gebilde ist eine auffallend gleichförmige. Im Durchschnitt messen sie ungefähr 0,2 mm in der Länge. 1 mm kann man als ein selten erreichtes Maximum, 0,06 mm als ein Minimum der Länge der gut ausgebildeten Quarz-Feldspatwarzen angeben.

Es wäre bequem, für diese eigenartigen Gebilde, welche von dem echten Mikropegmatit, Poikilit und ähnlichen Bildungen leicht zu unterscheiden und zweifelsohne auch genetisch verschieden sind, einen besonderen Namen zu besitzen, da die von Michel Lévy eingeführte Bezeichnung »Nodules de feldspat à quartz vermiculaire» lang und in den germanischen Sprachen schwer zu brauchen ist. Ich erlaube mir deswegen vorzuschlagen, diese warzenähnlichen Bildungen als *Myrmekit* oder myrmekitische Verwachsungen (von *μυρμηκία*, Warze) zu bezeichnen, welche auch für die fransenartig auftretenden ähnlichen Gebilde (Myrmekitsäume oder -fransen) anzuwenden wäre.

Diejenigen Gesteine, welche solche Myrmekitkörner in reichlicher Menge enthalten und in welchen sich die grösseren Quarzpartien in eine Menge kleinerer Körner geteilt haben, zeigen oft sehr ausgeprägt die Struktur, welche Törnebohm *Mörtelstruktur* genannt hat. Die noch erhaltenen grösseren Gemengteile werden wie von einem feinkörnigen Cäment umgeben, und die kleineren Körner von Myrmekit (oder sie vertretende Feldspatkörner ohne »Quartz vermiculaire») treten oft auf Quetschzonen in dem Feldspat auf. Doch unterscheidet sich diese Art Mörtelstruktur von derjenigen, welche man in solchen Graniten antrifft, die eine vorwiegend *mechanische* Metamorphose durchgemacht haben. In den hier vorkommenden Gesteinen findet man nur selten »ungeheilte» Spuren einer mechanischen Zerdrückung. Eine solche hat zweifelsohne die Metamorphose eingeleitet; dieses kann man besonders bei dem vergleichenden Studium der allmählich eintretenden Veränderungen der Quarze erkennen. Bei dem Fortschreiten der Metamorphose hat nun offenbar eine Regenerirung und Neubildung von Quarz und Feldspat in so grossem Maassstabe stattgefunden, dass dadurch die Spuren der Kataklyse grösstenteils wieder vertilgt worden sind.

In Anbetracht des vollkrystallinischen Charakters dieser Neubildungen glaubte ich früher annehmen zu müssen, dass alle diese Erscheinungen, und zwar sowohl die Myrmekitbildung wie die Entstehung der Mörtelstruktur, vor der vollständigen Krystallisation des Magmas entstanden wären. Nachdem ich den Gang der Metamorphose näher kennen gelernt habe, kann ich nicht mehr daran zweifeln, dass bei dieser auch Neubildungen entstanden sind, welche denselben Charakter wie die primären Mineralien der Tiefengesteine besitzen. Ein Teil dieser Veränderungen sind aber erweislich *erst nach der vollständigen Verfestigung des Gesteins eingetreten* und dasselbe dürfte auch von der Myrmekitbildung gelten.

Nun findet man myrmekitische Bildungen, wie mir mein College Frosterus gezeigt hat, auch in den durch eine Art Contactmetamorphose umgewandelten Einschlüssen in den Rapakivigraniten. Sie können somit erweislich bei contactmetamorphen Processen entstehen, da diese Gesteine nicht regionalmetamorphosirt worden sind. Dagegen fehlen sie sonst vollständig in denjenigen Gesteinen der Rapakivigebiete, welche nur echte Eruptivstrukturen aufweisen.

Es scheint somit der Myrmekit nur metamorph und zwar bei solchen Processen gebildet zu werden, welche der Contactmetamorphose nahe stehen, also bei erhöhter Temperatur und Vorhandensein von reichlichen Lösungsmitteln. Es ist sehr wahrscheinlich, dass diese Bedingungen bei der Metamorphose der Granite der Tammerforsgegenden, welche wahrscheinlich in grosser Tiefe vorsichging, vorhanden waren.

Auch die eben beschriebenen, verhältnissmässig schwach umgewandelten Granite enthalten oft reichlich neugebildete Blätter von *Biotit*. Bei reichlichem Vorhandensein dieser Neubildungen verändert sich auch die ursprüngliche Struktur in noch höherem Grade. Dieser Gemengteil tritt dann z. T. auf Quetschzonen auf, in welchen meistens auch Quarz- und Feldspatkörner in reichlicher Menge neugebildet worden sind, und welche deswegen nur undeutlich hervortreten. Zum Teil kommen aber auch neugebildete Biotitblättchen unregelmässig eingestreut in den Feldspaten vor, entweder kleinere kreuz und quer liegende Schuppen oder grössere krystallinische Partien bildend.

In diesen stärker metamorphosirten, mehr gneissartigen Graniten teilen sich auch die Quarzpartien in noch besser individualisirte, runde Körner, die allmählich immer gröber werden. Hier kann man nicht mehr aus dem Auftreten des Quarzes schliessen, dass er durch die Zerteilung von grösseren Quarzpartien entstanden ist, sondern man

würde die groben Quarzkörner eher für ursprüngliche Gesteinsgemengteile halten.

Auch die Feldspate verändern sich allmählich immer mehr, bis sie schliesslich fast keine Spur der ursprünglichen Beschaffenheit zeigen. Der Quarz erfüllt oft randliche Einbuchtungen im Feldspat, gleich als ob er verzehrend auf ihn eingewirkt hätte. Neugebildete Körnchen von Quarz und Schuppen von Biotit erfüllen auch die Feldspatsubstanz, und die grösseren Feldspate zerteilen sich in derselben Weise, welche wir bei den Leptiten kennen gelernt haben (vergl. S. 101), in mehrere kleinere Körner.

Auch die Beschaffenheit der Feldspatsubstanz scheint bei diesen Umsetzungen verändert zu werden. Die in den schwach umgewandelten Varietäten scharf hervortretende, regelmässige Zwillingslamellirung des Oligoklases verschwindet allmählich, und an deren Stelle findet man eine sehr undeutlich hervortretende Zwillingslamellirung, wobei die einzelnen Lamellen oft ganz schmal und nicht selten auskeilend sind. Zuweilen wird sie so undeutlich, dass man bei schwacher Vergrösserung sie leicht übersehen kann. Überhaupt zeigt der Plagioklas im polarisirten Licht ein Aussehen, das ich nicht besser definiren kann, als dass er wie gebleicht oder verdünnt vorkommt. Der Orthoklas verschwindet allmählich und an dessen Stelle tritt der Mikroklin.

In den Anfangsstadien der Metamorphose tritt die *Zerstörung* der ursprünglichen Gemengteile und der regelmässigen Primärstruktur in den Vordergrund. Wenn auch die gleichzeitig entstandenen Neubildungen in einigem Maasse die Spuren dieser Zerstörung vertilgt haben, so erhält man doch den allgemeinen Eindruck von Unordnung und Anarchie. Bei dem Fortschreiten der Metamorphose zeigt sich ein ruhigeres Bild, indem die Spuren der Kataklase wieder vertilgt werden (Vergl. Fig. 64).

Im Grossen und Ganzen zeigt sich auch hier bei der Metamorphose das Bestreben, die Ungleichförmigkeit der Gemengteile was Grösse und Beschaffenheit anbetrifft zu vertilgen und die Granite in Aggregate von einigermassen isometrischen Körnern von Feldspat, Quarz und Glimmer zu verwandeln. Das Endresultat dieser Umwandlungsprozesse muss somit ein gneissartiges Gestein werden, welches seiner Struktur nach von den stark umgewandelten Sedimentgesteinen ähnlicher Zusammensetzung nicht ganz wesentlich verschieden ist.

Jedoch wird dieser Endpunkt der regionalmetamorphen Scala bei den betreffenden Graniten nie erreicht. Auch Gesteine, welche nach ihrem mikroskopischen Bestande als gneissartige Granite bezeichnet

werden können, sind hier ziemlich selten, obgleich sonst Granite, die nach dem blossen Auge eine deutliche Druckschieferung erkennen lassen, recht häufig sind. Die

Mehrzahl der Varietäten zeigen die ursprüngliche Struktur noch in solcher Deutlichkeit, dass man sie sowohl ihrem makroskopischen wie mikroskopischen Bestande nach ohne Bedenken als verschieden stark metamorphosirte Granite bezeichnen würde.

In den *helleren*, mittel- bis feinkörnigen Varietäten dieser Granite besteht der Feldspatgemengtheil überwiegend aus Mikroklin mit sehr schöner Gitterstruktur, welcher in den gut erhaltenen Varietäten recht gut

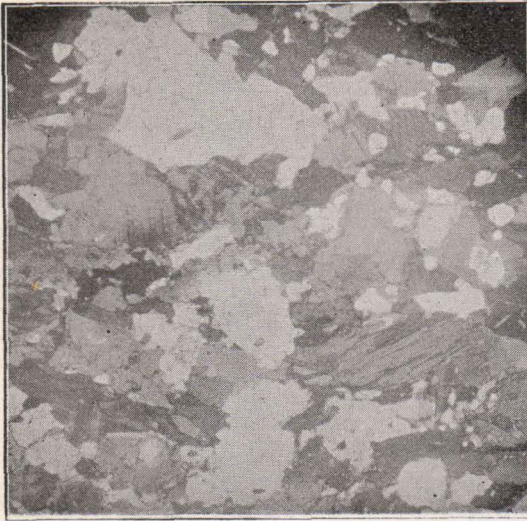


Fig. 64.

Gneissartiger Granit von Lapinniemi in Teisko.
Nicols gekreuzt, Vergr. 18.

idiomorphe Krystallkörner bildet. Oligoklas kommt auch, obgleich in spärlicherer Menge vor und ist wie gewöhnlich älter als der Kalifeldspat. Zwischen diesen Gemengtheilen tritt Quarz in reichlicher Menge auf, und ist auch hier meistens in eine Menge verschiedener Körner zerteilt. Rundliche Körner von Quarz treten auch oft in den Feldspaten auf, eine frühere Generation bildend, und sind auch gelegentlich mit dem Mikroklin poikilitisch verwachsen.

Diese Verwachsungen zeigen keine Übergänge zu den »myrmekitischen« Verwachsungen, die man oft in demselben Dünnschliff beobachten kann, sondern diese sind offenbar viel später und unabhängig von den ersteren entstanden.

Biotit kommt hier überhaupt spärlich in idiomorphen Krystallen vor. Muscovit ist nicht selten vorhanden.

Diese Granite unterliegen denselben Veränderungen wie die schon beschriebenen Varietäten.

Wie es häufig in solchen bleichfarbigen und biotitarmen Graniten geschieht, findet man auch hier Mineralien, deren Bildung auf pneumatolytische Prozesse bezogen werden kann. So ist besonders Tur-

malin nicht selten vorhanden. In einem Eisenbahneinschnitt im S.W. von Orihvesi war das Gestein an den beiden Seiten einer c. 5 mm breiten Turmalinader gebleicht worden, so dass die Farbe schneeweiss geworden war. Mikroskopisch findet man, dass dieser schneeweisse Teil, welcher ganz dasselbe Korn wie das übrige Gestein besitzt und gegen dieses keine bestimmte Grenze zeigt, fast nur aus Quarz besteht, in welchem man stellenweise äusserst zahlreiche Interpositionen einer violetten Flüssigkeit erkennt.

Von den verschiedenen Varietäten dieser Granite dürften überhaupt die porphyrartigen die relativ älteren sein, da man in ihnen Gänge von gleichkörnigen Varietäten findet, während das umgekehrte Verhältniss nicht beobachtet wurde. Die helleren, kleinkörnigen Varietäten dürften oft die jüngsten von den in grösseren Massen vorkommenden Granitvarietäten sein.

Beziehungen zu den Schiefem.

Die genetische Verbindung der verschiedenen Varietäten in diesem Granitgebiete zeigt sich am deutlichsten durch ihr gemeinsames Verhalten zu den Schiefem, welche sie überall an den Grenzen in der Art eines jüngeren Eruptivgesteins in zahlreichen Gängen durchsetzen und von welchen sie überall eine Unmasse Einschlüsse führen. Da diese Contactverhältnisse von grossem theoretischen Interesse sind, werden wir sie hier etwas eingehender erörtern.

Endogene Contactzonen im Granit an der Grenze des Tammerforsgebietes.

An mehreren Stellen zeigt der Granit selbst am Contact eine veränderte Beschaffenheit. So findet man z. B. im nördlichsten Teil von Birkkala im Süden von der westlichsten Spitze des Schiefergebietes von Tammerfors, dass der Granit auf einer Entfernung von einigen hundert Metern von dem Contacte porphyrisch ausgebildet ist, indem er 3—4 mm grosse, dicht an einander liegende Einsprenglinge von Orthoklas enthält, welche meistens neugebildete Körner und Schuppen von Epidot, Zoisit, Biotit, Muscovit etc. reichlich enthalten. Neben ihnen kommen linsenförmige Ansammlungen von kleinen Biotitblättchen vor, die vielleicht aus zerstörten Einsprenglingen von diesem Mineral herühren. Auch die reichlich vorhandenen Quarzkörner bilden oft ähnliche Ansammlungen, deren Formen jedoch nicht mit einiger Wahrscheinlichkeit auf umgewandelte Einsprenglinge schliessen lassen.

Die zwischen diesen Gemengteilen liegende Grundmasse besteht hauptsächlich aus gerundeten Quarz- und Feldspatkörnern, zu welchen Biotit und Hornblende in wechselnder Menge treten. Durch die Parallelanordnung dieser Gemengteile wird die Schieferigkeit des Gesteins bedingt.

Ein ähnliches Gestein findet man auch an der Westseite desselben Schiefergebietes, wo der Granit im Süden von Lavajärvi mit dioritähnlichen Porphyritoiden in Berührung tritt.

Die Grundmasse dieser Gesteine wird oft ziemlich feinkörnig und da ihre Gemengteile offenbar sekundärer Entstehung sind, liegt die Möglichkeit vor, dass sie sich z. T. aus einer ursprünglich glasigen Masse entwickelt haben.

Am schönsten sind diese endogenen Contacterscheinungen im Granit an der Nordgrenze des grossen Schiefergebietes östlich von Näsijärvi entwickelt. Hier findet man an der Südseite der Seen Aitiajärvi und Pukalajärvi eine höchstens einen Kilometer breite Zone, in welcher der Granit dem blossen Auge eine deutlich entwickelte quarzporphyrische Beschaffenheit zeigt, indem man in ihm 0,5—3 mm grosse, meistens rundliche Quarzkörner und 1—3 mm grosse Feldspateinsprenglinge erkennt, die von einer feinkörnigen, rötlichen Masse umgeben werden.

Unter dem Mikroskop kann man die gut idiomorphe Begrenzung der Feldspateinsprenglinge, welche z. T. aus Orthoklas, z. T. aus Oligoklas bestehen, deutlich erkennen (siehe die Figg. 65—66). Die Quarze zeigen auch zuweilen eine Begrenzung, welche an die Gestalt idiomorpher Quarzeinsprenglinge erinnert. Öfter sind sie jedoch rundlich begrenzt und in den beiden Fällen bestehen sie nicht aus einheitlichen Individuen, sondern aus einer Menge ganz verschieden orientirter Felder mit rundlichen Konturen. Dieses kann aber nicht als ein Beweis gegen ihre Natur echter Einsprenglinge angesehen werden, denn ein solcher Zerfall der Quarzeinsprenglinge in verschiedene Felder ist ja schon früher sicher constatirt worden, u. a. von mir in einem ähnlichen, aber schwächer metamorphosirten Quarzporphyr.¹ In diesem Quarzporphyr, welcher als ein das grosse centrale Granitgebiet durchsetzender Gang in Karvia (im N.W. von Tammerfors) vorkommt, finden sich nämlich in den am schwächsten metamorphosirten Varietäten noch sehr schön erhaltene Quarzeinsprenglinge mit Resorptionseinstülpungen und guter

¹ Über einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr etc. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 2.

Krystallbegrenzung. Bei einer allmählich fortschreitenden Metamorphose werden sie zuerst in eine Unzahl verschiedener Felder zerdrückt und zerfallen zuletzt in mehrere verschieden orientirte Felder, ganz wie in dem viel älteren Gestein von Orivesi (Vergl. die Figg. 7—9 in meinem Aufsatze über das Karviagestein).

Ähnlichen Erscheinungen begegneten wir auch in den eben beschriebenen Graniten und sie dürften überhaupt zu den gewöhnlichsten und bedeutsamsten Vorgängen bei den regionalmetamorphen Umwandlungen der granitischen Gesteine gehören. Wenn sich auch die Gesteine bei diesem Zerfalle der Quarzkörner in eine Menge kleinerer Körner *stofflich* nicht verändern, so wird doch die primäre Struktur hierdurch oft stark beeinträchtigt.

Auch andere Erscheinungen, welche sich in dem schwächer metamorphosirten Gestein von Karvia studiren lassen, kehren hier wieder. So findet man in dem Gestein,

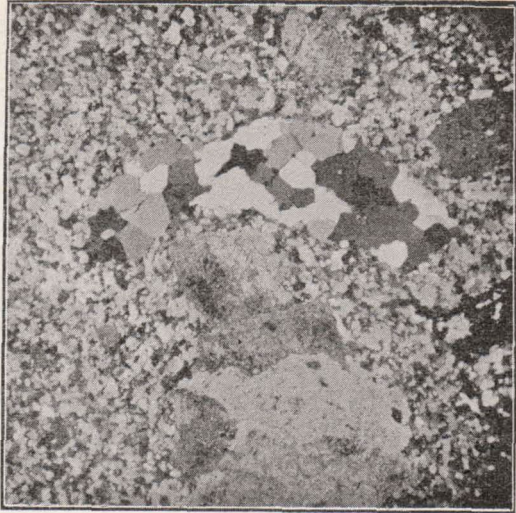


Fig. 65.

Gebogener Quarzeinsprengling in einem stark metamorphosirten Quarzporphyr von Pukalajärvi in Orivesi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.



Fig. 66.

Metamorphosirter Quarzporphyr mit mikropegmatitischer Grundmasse. S. vom Pukalajärvi in Orivesi. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

welches in Fig. 65 abgebildet ist, dass ein idiomorpher Quarzkrystall sich um die Ecke eines Feldspateinsprenglings gebogen hat, wie dieses in gepressten Quarzporphyren häufig geschieht.

Neben diesen Einsprenglingen beobachtet man *Biotit* als vereinzelte lang ausgezogene Flaserchen, welche auch oft gebogen sind.

Die *Grundmasse* in dem Gestein von der Grenzzone von Orihvesi zeigt in einzelnen Varietäten eine noch deutlich erhaltene *mikropegmatitische* Struktur (siehe Fig. 66) über deren Echtheit man besonders bei einem Vergleich mit dem mehrmals genannten Karviagestein nicht im Zweifel bleiben kann. In mehreren Varietäten ist diese Struktur jedoch durch mechanische Zerdrückung und stattgefundenen Neubildung von Quarz- und Feldspatkörnern stark beeinträchtigt worden, und endlich zeigen auch einige Varietäten derselben Grenzzone eine *mikrogranitische* Struktur. (Fig. 65). Die Grundmasse besteht dann aus kleinen gerundeten Quarz- und Orthoklaskörnern. Ob sie primär sind oder bei Entglasungs- und anderen Umwandlungsprocessen entstanden, kann man jetzt nicht mehr entscheiden.

Das Vorhandensein dieser quarzporphyrischen Grenzfacies ist deswegen von überaus grossem Interesse, weil es beweist, dass die sedimentären Schieferformationen hier auf das naheliegende Magma eine *abkühlende Einwirkung* auszuüben vermochten. Diese Sedimentformationen lagen somit zur Zeit des Hervordringens des Granits noch so nahe an der Oberfläche der Erdkruste, dass ihre Temperatur bei weitem nicht diejenige des schmelzflüssigen Granitmagmas erreichte, ein Umstand, der für die Beurteilung der hier stattgefundenen metamorphen Prozesse von Bedeutung ist.

Durch Contacteinwirkung veränderte Schiefer von Orivesi und Längelmäki. („Schiefer von Västilä“).

Im Süden und im Osten von den Stellen, wo diese quarzporphyrische Grenzfacies im Granit vorkommt, findet man nun ein sehr räthselhaftes Gestein, welches seinem makroskopischen Aussehen nach oft diesem metamorphosirten Quarzporphyr ähnelt, das aber sich durch seinen mikroskopischen Bestand und sein geologisches Auftreten mehr den Schiefen nähert.

Diese Schiefer sind besonders im Kirchspiel Längelmäki zu beiden Seiten des Dorfes *Västilä* entwickelt, wo sie von Wiik zuerst getroffen wurden, und können daher als *Schiefer von Västilä* bezeichnet

werden. Sie bilden hier eine 2 km breite und c. 10 km lange Zone, (vergl. die Karte).

Es ist ein mittelkörniges, meistens rötliches Gestein, welches man auch seinem Habitus nach zweckmässig als einen *Felsitschiefer* bezeichnen kann. Er ist reich an Feldspat, welcher zum Teil kleine porphyroidische Krystalle bildet, und zeigt eine deutliche Schieferigkeit, aber keine eigentliche Schichtung. Zusammen mit ihm kommen aber auch Einlagerungen von einem feinkörnigen Glimmerschiefer vor, die oft wie Flammen aussehen. Andererseits ist aber auch ein Gestein, welches makroskopisch sehr an einen etwas gneissartigen Granit erinnert und vielleicht als ein solcher gedeutet werden muss, mit dem Felsitschiefer nahe verbunden und scheint von diesem nicht getrennt werden zu können. Solche granitische Partien findet man z. B. in dem grossen Felsen, welcher im N.O. von Västilä liegt, und ein ähnliches Gestein kommt auch stellenweise in dem phyllitischen Schiefer des südlichsten Längelmäki vor.

Gegen Süden hin geht nun dieser Felsitschiefer unzweifelhaft in den typischen *Phylliten* über und wechselt mit diesem in der Weise ab, dass er linsenartige Partien im Phyllit bildet, wobei das »flammige« Gestein an einen Conglomeratschiefer schwach erinnern kann. Am Ufer des Längelmävesi-Sees steht der Felsitschiefer wieder in ganz unzweifelhafter Verbindung mit echten *Leptiten*, welche eine sehr schöne, unzweifelhaft primäre Wechsellagerung mit haarfeinen phyllitischen Schichten erkennen lassen. Hier findet man sogar ein ganz unzweifelhaftes, obgleich nicht besonders typisches Conglomerat mit mannigfaltigen Geröllen als Einlagerung in diesem Leptit, was schon früher (S. 24) erwähnt wurde.

Im Norden von dieser Stelle findet man nun wieder Felsitschiefer, und in demselben an einigen Stellen Partien eines feinkörnigen, schwärzlichgrünen Hornblendeschiefers, welche trotz der schieferartigen Beschaffenheit des Gesteins oft mehr an Gänge oder schlierenartige Aussonderungen von einem basischen Eruptivgestein, als an Einlagerungen eines sedimentären Schiefers erinnern. Dasselbe sehr rätselhafte, wegen seiner dunklen Farbe sich von dem umgebenden hellrötlichen Felsitschiefer scharf abhebende Gestein findet man auch in Orivesi in der Gegend S. von Aitajärvi.

Auf den Inseln im Längelmävesi kann man den *Contact* zwischen diesem Felsitschiefer und dem in Norden davon anstehenden *Granit* beobachten, und findet hier auf einer Entfernung von nur einem Meter von einander einerseits typischen Granit, andererseits typi-

schen »Felsitschiefer«. Hier scheint somit eine ganz *scharfe Grenze* zwischen diesen Gesteinen vorzukommen.

Folgt man nun dieser Contactlinie weiter gegen Osten, so findet man Anfangs noch eine recht bestimmte Grenze. In der Gegend des Dorfes *Winkä*, wo man in einer Menge gut entblösster, von Waldbränden verheerter Felsen das Gestein in ausgezeichneter Weise beobachten kann, *konnte ich aber trotz wiederholtem, eifrigem Suchen keine Grenze zwischen dem Granit und dem Felsitschiefer auffinden*. Überall gingen beide Gesteine längs der 2 Kilometer zu verfolgenden Contactlinie allmählich in einander über.

Ebenso findet man im Süden von dem Saum von metamorphosirtem Quarzporphyr in Orivesi an vielen Stellen Gesteine, welche sich einerseits ihrem äusseren Habitus nach diesem anschliessen, andererseits aber gegen Süden ohne bestimmte Grenze in die Schiefer übergehen und zweifellos mit diesen genetisch verbunden sind.

Die Verhältnisse sind somit voll Widersprüche und es ist mir sehr schwer gewesen, eine bestimmte Ansicht über sie zu bilden. Im allgemeinen schliesst sich jedoch das betreffende Gestein näher an die echten Schiefer als an den Graniten und ich kann mich deswegen nicht vollständig der Ansicht anschliessen, welche von Wiik gehegt wird¹, nach welcher dieses Gestein wie dasjenige von Orivesi eine porphyrische Modification des Granites wäre. Meine jetzige Ansicht steht jedoch dieser recht nahe.

Da dieser Felsitschiefer den bei Näsijärvi als Gerölle und in Gangform vorkommenden metamorphosirten Andesiten makroskopisch täuschend ähnlich wird, habe ich ihn früher mit Reservation als einen zu diesem gehörigen Tuff gedeutet, wollte aber nicht die Möglichkeit völlig ausschliessen, dass hier ein durch Contacteinwirkung irgend welcher Art metamorphosirter Schiefer vorkommen könnte.

Seitdem ich nun das eingesammelte Material eingehender petrologisch untersucht habe, neige ich der letzteren Auffassung entschiedener zu. Mikroskopisch findet man nämlich, dass die Ähnlichkeit mit den Andesiten nur eine äussere war. Dagegen scheint die genetische Verbindung mit dem Leptit sich auch bei der mikroskopischen Untersuchung zu bestätigen.

So findet man z. B. gleich im S.W. von Västilä ein Gestein, welches noch mit dem typischen Leptit von Iso Löytänejärvi grosse Ähnlichkeit zeigt. Es kommen aber in ihm ausser den kleinen Körnern

¹ Om skifferformationen i Tavastehus län. F. Vet.-Soç. Bidrag, h. 26. 1872. S. 5.

von Feldspat und Quarz, aus welchen dieser zusammengesetzt ist, auch etwas grössere, unregelmässig begrenzte Mikroklinkörner vor, welche oft eine Menge kleinerer Mineralkörner umschliessen und von denen recht wahrscheinlich einige sekundärer Entstehung sind. In den Gesteinen anderer Localitäten, z. B. von Aatuntalo im Dorfe Attila, sind diese Krystalle etwas besser ausgebildet, aber fortwährend ziemlich unregelmässig begrenzt, so dass ihre Durchschnitte

Dreiecke, Pentagonen oder Trapezoëdern bilden. Zwillingbildungen sind sehr häufig. Die Substanz der Krystalle ist klar und durchsichtig und hat ganz die Beschaffenheit, welche den in anderen Gesteinen der Gegend als Neubildung auftretenden Mikroklin mit schöner Gitterstruktur zu charakterisiren pflegt. Biotit kommt in diesen Gesteinen in spärlicher Menge vor.

Allmählich werden nun diese Gesteine etwas grobkörniger, und auch die einsprenglingsartig auftretenden Feldspate nehmen an Grösse zu. An Stelle des Mikroklin stellen sich auch *Oligoklaskrystalle* ein, welche wohl auch hier sekundärer Herkunft sein dürften. Sie werden wieder gelegentlich zu Häufchen von trümmerähnlichen kleineren Körnern verwandelt.

Sicher sekundär ist die grüne *Hornblende*, welche in den meisten Varietäten neben Biotit relativ reichlich vorkommt. Sie bildet lange Säulen, welche sich oft quer gegen die Schieferung des Gesteins erstrecken, eine ganze Menge der anderen Gemengteile einschliessend. (Siehe Fig. 67). Noch späterer Bildung sind die kleinen *Magnetit*-krystalle, die hier häufig vorkommen, denn in dieselben können die Ecken der Hornblendekrystalle oft hineinragen.



Fig. 67.

Felsitschiefer vom Ufer des Längelmävesi, W. von Västila mit einem skelettförmigen Hornblendekrystall (schwarz auf der Figur). Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Die Struktur des Gesteins ist eine typische Schieferstruktur, welche oft mit derjenigen der S. 81 beschriebenen, stark metamorphosirten Porphyritoide grosse Verwandtschaft zeigt (vergl. Fig. 68).

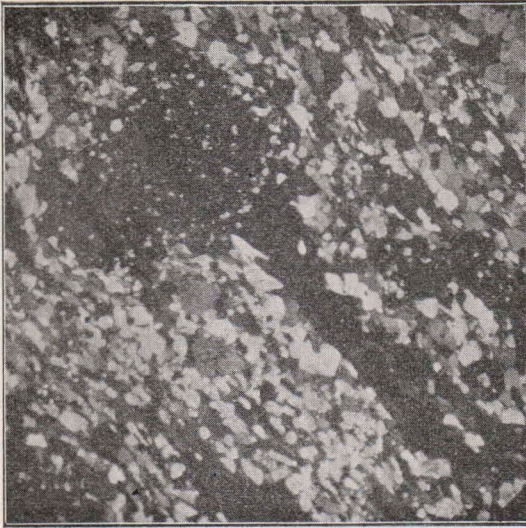


Fig. 68.

Stark metamorphosirter Schiefer von Neulojärvi, O. von Vinkki in Kuhmois, Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Das Gestein ist makroskopisch gewissen umgewandelten Tuffen der Näsijärvigegend sehr ähnlich, indem es porphyrtartig hervortretende Plagioklaskrystalle in einer dunklen, feinkörnigen Masse zeigt. Diese Krystalle sind aber grösser als in den echten Tuffen, in dem sie 3—4 mm im Durchschnitt messen, vorwiegend kurzsäulenförmig sind und meistens keine gute Krystallbegrenzung zeigen.

Mikroskopisch erkennt man, dass sie nicht aus dem aus regelmässig verlaufenden, breiten Zwillingslamellen aufgebauten Andesin, dem wir in allen den umgewandelten Tuffen begegneten, sondern aus einem Andesin bestehen, welcher unregelmässig verlaufende, z. T. sehr schmale, oft auskeilende und sich kreuzende Zwillingslamellen zeigt. Dieser Feldspat zeigt oft einen sehr ausgeprägten *zonaren Bau*, wobei die Verteilung der einzelnen Zonen oft eine solche ist, dass daraus ersichtlich wird, dass der Zuwachs des Krystalles in sehr unregelmässiger Weise geschah, wobei zu keinem Zeitpunkt eine deutliche Krystallform vorhanden war. Die innersten Zonen liegen nicht genau im

In derselben Gegend sowie an anderen Stellen in der Nähe des Contactes gegen den Granit kommen andere Schiefergesteine von porphyritoidischem Charakter vor, welche sehr wahrscheinlich auch eine Contacteinwirkung erlitten haben. Man findet sie z. B. in einem Felsen W. von Winkki in Längelmäki, und bei Aitiajärvi W. von der Kirche Orivesi, wo sie ein von Granit umgebenes Gebiet von einer Länge von 1 Kilometer bilden.

Centrum der Krystalle, und oft hört der zonare Bau an der Grenze gegen eine Zwillinglamelle auf.

Die Beschaffenheit dieses Feldspates erinnert überhaupt vielmehr an denjenigen, welcher in den später zu beschreibenden, stark umgewandelten Schiefereinschlüssen, die in dem grossen Granitgebiet vorkommen, häufig ist, wie an den primären Plagioklas der metamorphosirten Tuffe.

Die ihn umgebende Grundmasse, welche hauptsächlich aus Plagioklas, Biotit und Hornblende zusammengesetzt wird, ist noch mehr krystallin als in den echten Porphyritoiden und zeigt keine beweislich allotigenen Gemengteile.

Überhaupt lässt sich für keine Mineralien in diesem Gestein der Beweis einer primären Herkunft geben, sondern es muss in den meisten Fällen unentschieden gelassen werden, wann und in welcher Weise sie entstanden sind. Da aber doch die Beschaffenheit an diejenige der echten Porphyritoide recht stark erinnert, halte ich es für recht wahrscheinlich, dass auch dieses Gestein ein Tuff ist, welcher durch starke Neubildung und Vergrösserung der porphyrischen Feldspate verändert worden ist.

Die zuletzt beschriebenen Gesteine gehören überhaupt nicht zu denjenigen, die bei dem jetzigen Stadium unsererer Kenntnisse auf die hier behandelten Fragen Licht werfen können. Sie sind Schriftzeichen, deren vollständige Dechiffirung der Zukunft vorbehalten bleibt.

Mischungszonen an dem Contacte zwischen Granit und Porphyritoid. „Digestionsmetamorphosirte“ Einschlüsse.

Von grossem Interesse sind die Beziehungen zwischen den Graniten und den hornblendereichen Porphyritoiden. Fast überall wo diese mit einander in Berührung kommen, sind sie an der Grenze innig verschmolzen, in dem der Granit zum Teil das basische Material des Schiefers sich einverleibt hat, während dieser wieder in ein dioritähnliches Gestein umgewandelt worden ist.

Besonders gut kann man dies Verhältnis an der Nordgrenze des Schiefergebietes von *Kankaanpää* und zwar vor allem in der Gegend W. von Korkeakoski beobachten. Der hier im Norden von dem Schiefergebiet anstehende rote Granit enthält sehr zahlreiche scharf begrenzte Einschlüsse von dem grünlichschwarzen Schiefer, der oft einen fast massigen Charakter angenommen hat. Näher an der Grenze wird das Gestein grau und nimmt allmählich die Beschaffenheit einer

Eruptivbreccie an, welche aus überaus zahlreichen von einer granitischen Masse verkitteten Einschlüssen aus einem dunklen, dioritähnlichen Gestein gebildet wird. Einige der Einschlüsse zeigen noch eine ähnliche Beschaffenheit wie der Porphyritoid, welcher im Süden ansteht und der ja auch dort oft fast massig ist (vergl. S. 73). Die meisten sind aber mehr oder weniger stark umgewandelt und mit Granit vermischt worden. Bald sind die in und zwischen den Einschlüssen vorkommenden Granitadern ganz scharf begrenzt, und können dann die Beschaffenheit eines typischen Hornblendegranites zeigen, bald verfließen

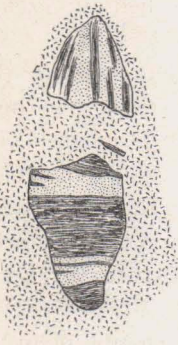


Fig. 69.

Einschlüsse in der Eruptivbreccie von Korkeakoski in Kankaanpää, welche von Granitadern durchsetzt und dann von neuem zerbrochen worden sind. Etwa $\frac{1}{5}$ der nat. Gr.

beide Gesteine an den Grenzen ganz allmählich in einander, wobei dioritähnliche Gesteine von sehr mannigfaltiger Beschaffenheit entstehen. Gelegentlich beobachtet man, dass von granitischen oder dioritischen Adern durchsetzte Einschlüsse ganz scharfeckig begrenzt sind, wobei die Adern von den Grenzen quer unterbrochen werden (Fig. 69), ein deutlicher Beweis dafür, dass die Erstarrung des Magmas in mehreren Zeiträumen vorsichging.

Dieses wird auch dadurch bewiesen, dass die aderartig auftretenden Teile einander zuweilen durchqueren. An einigen Stellen sind die Einschlüsse in so zahlreiche Stücke zerbrochen worden, dass der Granit wie von Staub erfüllt ist. Die Hornblende zeigt sowohl in den Adern wie in den Einschlüssen vorwiegend eine langstenglige Beschaffenheit.

Bei dem mikroskopischen Studium dieses breccienartigen Gesteines erkennt man, dass auch in denjenigen Einschlüssen, welche dem blossen Auge am meisten Ähnlichkeit mit dem Porphyritoid zeigen, keine der primären Mineralien länger unverändert erhalten ist. Das Gestein besteht in diesen Teilen jetzt aus kurzleistchenförmigen Oligoklasen und unregelmässig gestalteten Stengelchen von grüner Hornblende und Schuppen von Biotit, welche den Plagioklas durchwachsen (Fig. 70 oben). Kleine Magnetitkrystalle liegen in der Masse verstreut.

In den granitischen oder dioritischen Adern (Fig. 70 unten) sind die Gemengteile besser von einander getrennt. Die grüne Hornblende bildet dicke, kompakte Säulen, welche nur eine annähernde Krystallbegrenzung zeigen. Sie scheinen überhaupt sich früher wie der Oligoklas krystallisirt zu haben, der in dicken Tafeln reichlich vorhanden ist, welche eine gute idiomorphe Begrenzung zeigen, während dagegen der

Quarz als in mehrere Felder zerteilt mit völlig allotriomorpher Aussenbegrenzung zwischen den übrigen Gemengteilen vorkommt. Zusammen mit der Hornblende kommt auch Biotit vor. An der Grenze gegen die Einschlüsse enthalten die Hornblendekristalle oft eine Menge kleiner Plagioklase, welche somit hier früher krystallisiert waren wie die dunklen Mineralien der Adern, welche sonst wie es scheint die zuerst ausgeschiedenen Gemengteile dieser Partien bilden.

Überhaupt zeigt das Gestein der Adern eine unverkennbare Eruptivstruktur mit bestimmter

Krystallisationsreihenfolge unter den verschiedenen Mineralien. Dagegen erinnert die Struktur der

Einschlüsse, welche von dem Durcheinanderwachsen der Gemengteile charakterisiert wird, mehr an gewisse contactmetamorphosirte Gesteine. Verwandte Strukturen findet man z. B. in den von Lacroix beschriebenen und abgebildeten Einschlüssen der Effusivgesteine sowie, unter den finländischen Gesteinen, in den von Frosterus untersuchten Einschlüssen der Rapakivigesteine. Nur nähert sich in dem hier betreffenden Falle die Struktur zugleich etwas derjenigen eines regionalmetamorphosirten Schiefers. Auch in denjenigen stärker metamorphosirten Porphyritoiden, welche wir früher kennen gelernt haben, fanden wir Erscheinungen, welche eine beginnende »Zerschmelzung« der Mineralien und gleichzeitige Neubildung von Gemengteilen, deren Beschaffenheit an die Mineralien eines Eruptivgesteins erinnern, anzudeuten scheinen.

Gegen Süden hin geht diese Eruptivbreccie in den hier anstehenden Porphyritoid allmählich über, indem die Adern allmählich spärlicher werden und zuletzt verschwinden. Die Verhältnisse lassen überhaupt an Deutlichkeit nichts zu wünschen übrig. Es kann kein Zwei-

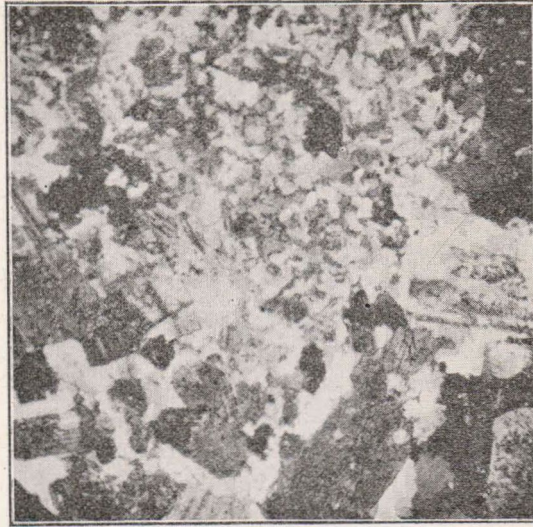


Fig. 70.

Eruptivbreccie von Korkeakoski in Kankaanpää. Oben eine Partie des einschlussartig auftretenden Gesteines, unten das Gestein der Adern. Nicols gekreuzt.

Vergr. 18.

fel darüber obwalten, dass der Porphyritoid an der Grenze stark zerspaltet und zum Teil mit Granitmagma innig vermischt wurde.

Ein ähnliches breccienartiges Gemisch von Granit und dicht an einander liegenden, mehr oder weniger stark veränderten Einschlüssen von hornblendereichem Schiefer findet man im Süden von Lavajärvi, an der Westgrenze des Schiefergebietes von Tammerfors.

In dem kleinen Granitgebiet, welches N. von Runsas bei Näsjärvi näher an der Nordgrenze desselben Granitgebietes vorkommt, findet man auch solche übergangsähnliche Beziehungen zwischen Granit und Porphyritoid. Jener wird dioritisch in der Nähe der Grenze und der Porphyritoid enthält in der Nähe des Contactes zahlreiche porphyritartig hervortretende Krystalle von Plagioklas (Oligoklas), welche nicht mit den in den Porphyritoiden sonst häufig vorkommenden primären Andesinkrystallen übereinstimmen.

Auch an der Nordgrenze desselben Schiefergebietes, im N.W. von der zuletzt, genannten Stelle, kann man häufig beobachten dass die Granitgänge, wo sie die hornblendereichen Schiefer durchsetzen, langstenglige Krystalle von schwarzer Hornblende in reichlicher Menge enthalten.

An der Ostseite des Näsjärvi findet man wieder ähnliche Verhältnisse. Im Norden vom Busen Paarlahti (Viitapohja) findet man an der Contactlinie zwischen den Schiefen und dem Granit, dass der hier anstehende Porphyritoid zahlreiche Granitadern enthält, und hier die Beschaffenheit eines anscheinend ganz massigen, dioritähnlichen Gesteins erhalten hat.

Auch an der Nordgrenze des Granitgebietes, welches im Süden von Paarlahti vorkommt, findet man an mehreren Stellen, z. B. im Felsen, welcher N.O. von Yli-Piirilä liegt, ähnliche Eruptivbreccien.

Überhaupt trifft man *in der Regel* an den Contactstellen zwischen dem Granit und den Porphyritoiden solche Mischungszonen an. Nur an vereinzelt Stellen, und zwar besonders an dem letzterwähnten Granitgebiet, wurden Contacte beobachtet, an welchen die Grenze fast haar-scharf war, und nur äussert schmale Adern von Granit in dem Schiefer vorkamen.

Denselben Erscheinungen begegnet man auch bei den im Granit massenhaft vorkommenden Einschlüssen von hornblendereichem Porphyritoid. Der Granit ist nur selten ganz frei von derartigen Einschlüssen, und gelegentlich kommen sie, besonders in den Kirchspielen Ruovesi und Keuru, in solcher Menge vor, dass das ganze Gestein wie ein Breccie aussieht.

Überall findet man nun Übergänge von einem solchen Gestein, in welchem die dunkleren Teile noch aus deutlich erkennbarem schieferigem Porphyritoid bestehen, zu solchen, in welchen die dunklen Einschlüsse eine dioritische Beschaffenheit angenommen haben. Gelegentlich beobachtet man auch grössere Partien eines von Granitadern durchsetzten Hornblendeschiefers, welche so gross sind, dass sie ganze Felsen bilden, und *man kann auch an mehreren Stellen in den im Granit vorkommenden Einschlüssen eine Conglomeratstruktur noch deutlich erkennen*, der deutlichste Beweis dafür, dass die Einschlüsse wirklich aus sedimentärem Schiefer bestehen.

Sehr oft nehmen nun die Einschlüsse eine so stark veränderte Beschaffenheit an, dass man nicht glauben könnte, durch »Digestionsmetamorphose« umgewandelte Schiefereinschlüsse vor sich zu haben, wenn man nicht an anderen Stellen die Umwandlung so zu sagen »in flagranti« ergreifen könnte. So findet man z. B. im Norden von Teiskola-Hof in Teisko östlich von der Landstrasse bei einer Bauernhütte mehrere Felsen, die aus einem Gestein bestehen, das aus verschiedenartigen Dioritvarietäten, die in buntem Gemisch durch einander liegen, zusammengesetzt wird. Einige Teile sind grobkörnig und enthalten lange Säulen von grünschwarzer Hornblende in einer hellfarbigen, feldspatreichen Masse, andere ähneln einem mittelkörnigen Diorit, während wieder andere dem S. 127 beschriebenen und abgebildeten, als Einschlüsse in dem Granit von Kankaanpää vorkommenden, umgewandelten Porphyritoid ganz ähnlich sind.

Ebensolche, aber hier gleichförmiger ausgebildete Gesteine findet man auch im Kirchspiel Parkano, im Norden von Kyrösjärvi, wo oft ganze Felsen aus einem solchen dioritähnlichen mittelkörnigen Gestein zusammengesetzt sind. Sie sind dem in Fig. 70, oben, abgebildeten Gestein sehr ähnlich, d. h. sie bestehen aus kurzen Leistchen von Oligoklas, Stengeln von grüner Hornblende und Biotitpartien, zwischen welchen Gemengteilen keine ganz regelmässige Krystallisationsreihenfolge besteht, obgleich der Oligoklas eine idiomorphe Begrenzung anzunehmen strebt.

Endlich werden im Norden von der Gegend, welche die Karte der Schiefergebiete umfasst, in Wirdois und Pihlajavesi häufig Gesteine angetroffen, welche den zuletzt beschriebenen sehr ähnlich sind, die aber z. T. noch basischer wie diese sind, in dem sie Olivin in nicht unbedeutender Menge enthalten. Fig. 71 giebt die Struktur und Zusammensetzung dieser Gesteine wieder, die makroskopisch wie sehr hornblendereiche Diorite oder Hornblendesteine aussehen. Wie daraus er-

sichtlich, wird der Olivin in Form kleiner Krystalle von dem (hellvioletten) Pyroxen und der (lichtgrünen, z. T. braunen) Hornblende einge-

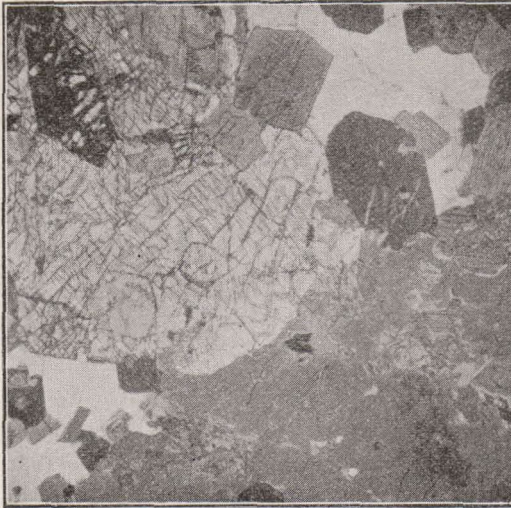


Fig. 71.

Basisches Gestein von Mantilo in Wirdois. Links oben Olivin, Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

geschlossen, welche Gemengteile gegen den spärlich vorhandenen Oligoklas gut idiomorph begrenzt sind. Die farbigen Gemengteile schliessen oft Apatitnadeln in relativ beträchtlicher Menge ein. In anderen Varietäten dieser Gesteine ist ein brauner Biotit reichlich vorhanden. Oft ist auch die Struktur weniger regelmässig wie in dem in Fig. 71 abgebildeten Gestein, in dem die Gemengteile ohne strenge Gesetzmässigkeit verwachsen sind. Besonders der Biotit ist oft, wo er in

grösserer Menge vorkommt, mit den anderen Gemengteilen derart pseudopoikilitisch verwachsen.

In vielen Fällen zeigen aber diese Gesteine noch viel deutlicher als die früher beschriebenen »Diorite« die Beschaffenheit eines echten Magmagesteins mit regelmässiger Krystallisationsreihenfolge der Mineralien. Und dennoch giebt es gute Gründe für die Annahme, dass auch diese Gesteine durch die Umwandlung der grossen, von dem Granitmagma lange »digerirten« Einschlüsse von Porphyritoiden entstanden sind. In chemischer Beziehung giebt es kein Bedenken gegen eine solche Annahme, da die hornblendereichen Porphyritoide oft noch basischer sind, als diese Gesteine. Ihr geologisches Auftreten und ihre Struktur ist ganz dieselbe wie diejenige der früher beschriebenen, erweislich durch die »digestionsmetamorphe« Umwandlung von Porphyritoideinschlüssen entstandenen Gesteine. Sehr oft findet man auch in dieser Gegend breccienartige Gesteine, in denen die Beschaffenheit der von einer granitischen oder dioritischen Masse verkitteten Einschlüsse sehr mannichfaltig ist. Vergl. Fig. 72. Nicht selten sind die Einschlüsse mehr oder weniger abgerundet worden und können auch gelegentlich

eine Andeutung eines zonaren Aufbaues zeigen. Dann wird das Gestein gewissen Kugelgraniten nicht unähnlich. In der That dürfte es auch



Fig. 72.

Eruptivbreccie von Jäähdyslahti in Wirdois. Etwa $\frac{1}{5}$ der nat. Gr.

eine verwandte Erscheinung sein, denn wie Frosterus¹ für den Kugelgranit von Kangasniemi dargethan und v. Chrustschoff schon früher angenommen hat, dürfte die erste Bedingung für die Entstehung der Kugelgranite eben die Bildung nahe an einander liegender Einschlüsse irgend welcher Art gewesen sein, welche als Ansatzpunkte für die später sich ausscheidenden Mineralien dienen konnten. Wie man auch für die Kugelgranite anzunehmen gezwungen ist, dürfte in solchen Gemischen von mehr oder weniger stark digerirten Einschlüssen und granitischem Magma die Diffusion des wahrscheinlich schon zähflüssigen Magmas sehr langsam stattgefunden haben, was die oft recht scharfe Umgrenzung der digerirten Einschlüsse erklärt.

Im S.O. von den Stellen, wo die zuletzt beschriebenen basischen Gesteine auftreten, findet man auch einschlussartig im Granit grosse

¹ B. Frosterus, Ueber einen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland. Bull. de la Commiss. géol. de la Finlande N:o 4. S. 25 ff.

Massen von hornblendereichem Schiefer, in welchem die Struktur noch deutlich zu erkennen ist, der aber von zahlreichen, schmalen Adern von Granit durchschwärmt wird, die oft ein förmliches Netzwerk bilden.

Die eben geschilderten Verhältnisse dürften manchem Geologen, dessen Erfahrung sie bisjetzt fremd geblieben sind, als wenig wahrscheinlich vorkommen, und die Annahme einer gewissermaassen contactmetamorphen Umwandlung in solchem Maassstabe wird ihm vielleicht gewagt vorkommen. Ich meine nun eine genügend detaillirte Schilderung gegeben zu haben um darzuthun, dass die *Thatsachen* unzweifelhaft da sind und einer Erklärung bedürfen. Die *Einzelheiten* bei denjenigen Processen, welche bei der Umwandlung von im granitischen Magma lange digerirten Einschlüssen thätig sind, lassen sich hier überhaupt nicht so gut verfolgen wie in gewissen anderen Graniten Finlands, besonders in den Rapakivigesteinen, wo mein College Frosterus sie seit mehreren Jahren eingehend studirt hat. Ich kann daher auf seine in der nächsten Zeit erscheinende Arbeit verweisen.

Doch dürften nicht alle im Granit des centralen Gebietes anzutreffenden basischen Gesteinsmassen durch die Umwandlung von Porphyritoideinschlüssen entstanden sein. Im westlichsten Teil desselben Gebietes trifft man in Siikais sehr ähnliche dioritische Gesteine an, welche wie es scheint durch die digestive Regeneration der älteren im Liegenden der Schieferformation anstehenden stark gepressten *Diorite* entstanden sein dürften und mit solchen im Felde unzweifelhaft verbunden sind. Im N.W. vom Päijänne-See hat endlich Frosterus in demselben grossen Granitgebiet grosse Partien von basischen Gesteinen angetroffen, welche durch die Umwandlung alter *Diabase* entstanden sind und in welchen stellenweise noch die primäre Struktur und Mineralbeschaffenheit gut erhalten ist. Ob das in der Nähe der Dampferbrücke *Toikko* in Kuru am Näsijärvi anstehende peridotitische Gestein zu derselben oder vielleicht noch zu einer vierten Gruppe gehört, bleibt noch unentschieden. Dagegen habe ich in dem betreffenden Granitgebiet bisjetzt noch keine basischen Gesteine angetroffen, welche ganz sicher als aus ihrem Magma ausgeschiedene Differentiationen betrachtet werden könnten. In den älteren Graniten, welche dem Liegenden der Tammerforschiefer angehören, sind dagegen solche Gesteine sehr oft vorhanden. Ich will auch keineswegs verneinen, dass ein Teil der hornblendereicheren Varietäten der jüngeren Granite oder der dioritartigen Gesteine, die gleichzeitig mit ihnen vorkommen, von solcher Herkunft sein könnten. Nur wird es hier stets schwierig sein eine solche im Magma stattgefundene Differentiation zu konstatiren, weil

dieses an so vielen Stellen erweislich durch die Einmischung fremder Gesteinsmassen verunreinigt worden ist.

Durch Granitinjektion umgewandelte Schiefer („Adergneisse“).

Neben der zuletzt geschilderten »digestionsmetamorphen« Umwandlung von dem als Einschlüsse oder in grösseren Massen vorkommenden Porphyritoid begegnet man, vorwiegend bei den Phylliten, auch einer anderen verwandten Art von Umwandlung, bei welcher ebenfalls eine Zufuhr und wie es scheint eine reichliche Circulation von granitischem Magma, meistens aber in der Form von besonderen Adern, stattfand, und bei welcher deshalb das Schiefergestein stofflich stark umgewandelt wurde.

Ein gutes Beispiel für das auf diese Weise entstandene Gestein findet man in einem Felsen, der an der Landstrasse im S.O. von der Kirche Lavia und O. von der Südende des Sees Laviajärvi liegt. Hier findet man in dem Schiefer, der sonst in der Nähe eine glimmerschie-



Fig. 73.

Glimmerschiefer, von Granitadern innig durchzogen (»Adergneiss«). Fels an der Landstrasse O. von dem Südende des Sees Laviajärvi in Lavia. $\frac{1}{6}$ der nat. Gr.

ferartige Beschaffenheit und sogar stellenweise eine deutliche Wechsellagerung zeigt, zahlreiche Adern von Granit, welche das Gestein innig durchdringen (Siehe Fig. 73). In dem Granit liegen zahlreiche Flatschen von dem Schiefer, deren Formen auf gewaltsame Zerrei-sungen bei der Eröffnung der Gangspalten hindeutet. Sowohl diese Einschlüsse wie die ganze Gesteinsmasse in der Nähe der Granitgänge ist von feineren Adern durchschwärmt, welche z. T. noch ziemlich gut begrenzt sind und eine deutliche Granitstruktur erkennen lassen, z. T. aber schieferig werden und mit der sie umgebenden, ebenfalls feldspatführenden Schiefermasse ein innig verwobenes Ganzes bilden. Für dieses Mischgestein ist wie für die Mehrzahl solcher »Adergnisse« der Umstand besonders charakteristisch, dass die schieferartigen Teile äusserst stark zerrissen, gefaltet und gebogen sind, in einem Grade, wie man es nur selten bei lediglich durch Gebirgsfaltung gestauchten Sedi-mentgesteinen wiederfindet. In der Nähe zeigen die Schichten der Schiefer, wo sie keine Granitadern enthalten, einen mehr geradlinigen Verlauf, und auch die ganze Art der Erscheinung scheint darauf hinzu-deuten, dass die so überaus starke Faltung eben im Zusammenhang mit der Eindringung des Granites und wahrscheinlich einer dadurch verursachten *Erweichung* des Schiefers stand. Jedenfalls hat die Faltung früher stattgefunden, als der Granit vollständig starr wurde; denn sonst würde man in ihm wenigstens an den stark umgebogenen Stellen eine deutliche Druckschieferung und sonstige Kataklaserscheinungen ent-wickelt finden, was aber jetzt nicht der Fall ist. Auch würde sich die verschiedene Widerstandsfähigkeit der massigen und schieferigen Teile bei der Faltung kenntlich gemacht haben. Jetzt bekommt man aber deutlich den Eindruck, dass das granitische Magma zwischen die Fu-gen des zerrissenen und stark gefalteten Schiefers eindrang und nach der Erstarrung wenig mechanisch verändert worden ist.

Im Osten von dieser Stelle findet man auf kurzer Entfernung Fel-sen von dem porphyrtartigen Granit, welcher das grosse Massiv im Norden von der Schieferzone bildet. Mit diesem Granit stehen die Adern im Schiefer ohne Zweifel im genetischen Zusammenhang, ob-gleich das Gestein hier nicht porphyrtartig, sondern körnig und zwar z. T. fast pegmatitartig entwickelt ist.

Fast noch besser wie an der beschriebenen Stelle kann man die-selben Granitisationserscheinungen in Ylöjärvi an der Nordgrenze des grossen Schiefergebietes von Tammerfors, wo der Schiefer mit dem im Norden in ungeheuren Massen anstehenden Granit in Berührung tritt, studiren. Hier findet man Granitadern und innige Mischungen von

Schiefer und Granit noch in einer Entfernung von einigen Kilometern von der Contactgrenze. Wenn man z. B. von dem Bauernhof Runsas (siehe die Karte) am westlichen Näsjarvieufer gegen N.W. geht, so findet man anfangs in dem Schiefer, welcher hier vorwiegend eine porphyritoidische Beschaffenheit hat, vereinzelt Granitadern und Gänge, welche sich in der Nähe des Dorfe Kaihari allmählich immermehr vermehren und mit dem Schiefer inniger verwoben werden.

In einem flachen Felsen im S.O. von dem Dorfe Kaihari findet man ein Gestein, welches schon als ein typischer Gneiss gelten kann



Fig. 74.

Horizontaler Fels von granitisirtem Schiefer (Adergneiss) S.O. von dem Dorfe Kaihari in Ylöjärvi. $\frac{1}{6}$ der nat. Gr.

und von welchem die Fig. 74 eine Partie wiedergiebt. Wie daraus hervorgeht, ist das Gestein offenbar aus zwei Componenten zusammengesetzt: einem dunkleren, schieferartigen, glimmerreicheren Teil und einem anderen, welcher sich seiner Beschaffenheit nach mehr einem Granit nähert, der aber auch recht stark schieferig ist. Er bildet im Felsen z. T. Lagergänge mit zahlreichen zerfetzten Einschlüssen von dem glimmerreicheren Gestein, z. T. feinere Adern, welche vorwiegend parallel der Schieferigkeit des umgebenden Schiefers verlaufen und dadurch einen Wechsel von helleren und dunkleren Rändern verursachen, was an eine echte Wechsellagerung recht stark erinnert.

An zahlreichen anderen Stellen in derselben Gegend, z. B. im Walde N.W. von Kaihari, findet man sehr schöne und mannichfaltige Beispiele solcher durch Injection von granitischem Material in die Schiefer entstandener Mischungsgesteine, welche einerseits in Schiefer mit allmählich spärlicher werdenden, gut begrenzten Granitadern, anderseits in Gesteine übergehen, welche vorherrschend aus Granit mit äusserst zahlreichen, ganz verschwommen begrenzten Schiefereinschlüssen bestehen und somit als eine Art Eruptivbreccien bezeichnet werden können.

Überhaupt besitzt das Gestein längs der ganzen Nordgrenze des Schiefergebietes von Näsijärvi, im Westen von diesem See, an vielen Stellen eine gneissartige Beschaffenheit, auch dort, wo es keine granitische Adern enthält.

Auch an dem Ostufer des Näsijärvi findet man ähnliche Contactverhältnisse zwischen dem Schiefer und dem jüngeren Granit. Im Norden von der Brücke Auneensilta, welche über die schmale Mündung des Busens Paarlahti in Teisko führt, ist der Contact in einem grossen Felsen gut zu sehen und zum Teil durch Sprengungen entblösst worden. Hier findet man wieder an der Grenze ein Gestein, welches aus einem innigen Gemisch von Schiefer und granitischen Adern besteht und welches zum Teil eine völlig gneissartige Beschaffenheit zeigt. Auch in den Felsen im nördlichsten Teil der Landzunge Kämmeenniemi in Teisko, am äussersten Teil desselben Busens, kann man die Verwandlung des Schiefers in ein gneissartiges Gestein durch die Eindringung zahlreicher Granitadern Schritt für Schritt verfolgen. Im Osten von den erwähnten Stellen findet man dagegen an der Nordgrenze des Tammerforsgebietes überhaupt keine Adergneisse, sondern die schon früher beschriebenen anderwärtigen Contacterscheinungen.

Sehr typische Adergneisse bilden dagegen den grössten Teil des Schiefergebietes im nördlichen Orivesi, welches von allen Seiten von Granit umgeben wird. Gegen Osten hin gehen diese Adergneisse allmählich in Hornblendeschiefer über, welche mit denjenigen, die in den Hauptgebieten vorkommen, völlig übereinstimmen.

Auch die Adergneisse von Kuorevesi und Jämsä dürften als granitisirte Schiefer, welche mit den Tammerforsschiefen genetisch verbunden sind, gedeutet werden. An den meisten Stellen sind sie wohl so stark granitisirt, dass die primäre Beschaffenheit nicht mehr hervortritt. Wo aber dieses mehr ausnahmsweise geschieht, scheinen sie den Tammerforsschiefen ganz ähnlich zu sein.

Endlich findet man sehr schöne Beispiele einer Injection von Granit in den Schiefen an der östlichsten Spitze der schmalen Granitzone, welche sich unmittelbar im Norden von der Kirche Ylöjärvi dem Streichen der Schiefer entlang zieht. Hier findet man im Walde etwa einen Kilometer vom Näsijärvi-Ufer den Contact zwischen Phyllit und Granit. Jener hat hier eine glimmerschieferartige Beschaffenheit, enthält aber auch zahlreiche Gänge und Adern von Granit, während dieser in der Nähe des Contactes eine Menge Schieferflatschen umhüllt. Der Schiefer enthält, wo er vom Granit durchzogen ist, zahlreiche porphyroidische Kryställchen von Feldspat, während wieder der Granit in den schmälern Adern sich oft mit dem Material des Schiefers bereichert hat und deswegen glimmerreicher wie sonst ist. Es lässt sich hier und zwar schon in Handstücken die innige Vermengung von Sedimentmaterial mit dem darin eingesogenen oder in den feinsten Adern eingegossenen Magma sehr schön beobachten.

Bei dem mikroskopischen Studium dieser »Adergneisse« findet man, dass die *dunkleren glimmerreicheren Teile* meistens noch einen ausgeprägten Schiefercharakter erkennen lassen.

Doch findet man nie bestimmbare Reste der allotigenen Gemengteile des ursprünglichen Sedimentes, sondern ein ziemlich isometrisches Gemenge von kleinen runden oder unregelmässig eckigen Körnern von Quarz, Oligoklas und Orthoklas oder Mikroklin, welche mit reichlichen Biotitblättchen verkittet werden (Siehe Fig. 75 unten). Die Korngrösse sowie auch die relative Menge dieser Bestandteile wechseln recht stark, wodurch viele verschiedene Abarten entstehen.

An Stelle des Biotits tritt in vielen Fällen Hornblende ein, wobei meistens gleichzeitig auch Oligoklas den Quarz mehr oder weniger vollständig verdrängt.

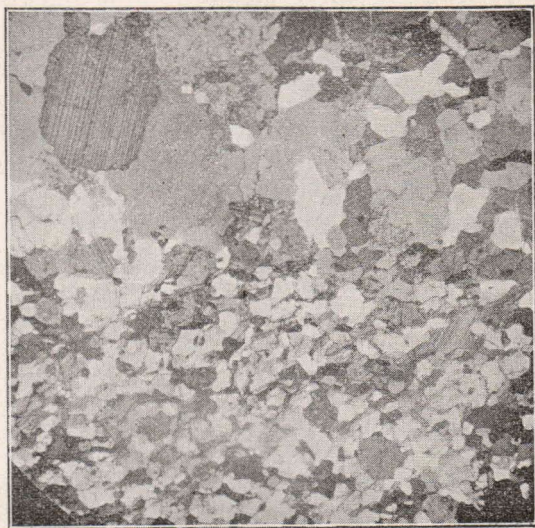


Fig. 75.

Adergneiss von Auncensilta in Teisko. Oben das Gestein der Adern, unten ein schieferartiger Teil. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

Wenn die dunklen Gemengteile einigermaßen reichlich sind, hat das Gestein noch den allgemeinen Charakter eines feldspatführenden Glimmer- oder Hornblendeschiefers.

Die breiteren *Adern* zeigen dagegen oft die Beschaffenheit eines ganz typischen Granites. Wo aber die Adern schmaler sind, und besonders dort wo sie mit dem Schiefer innig verwoben werden, sind sie oft recht quarzreich und von heller Farbe. Der Feldspatgemengteil, welcher z. T. Oligoklas, z. T. Mikroklin oder Orthoklas ist, zeigt einen unverkennbaren, obgleich durch spätere Einwirkungen oft etwas verschleierte Idiomorphismus. (Siehe Fig. 75 oben). Der Quarz ist wie gewöhnlich in eine Menge verschieden orientirter Felder zerteilt.

Die Struktur des Gesteins dieser Adern und der helleren Lagen ist im allgemeinen eine wenig typische. Überhaupt liefert die mikroskopische Untersuchung der Adergneisse nur wenig Beweismaterial für die hier gegebene Deutung ihrer Entstehung. Der Schiefer besass wahrscheinlich schon vor oder bei der Eindringung der Adern die Struktur eines Glimmerschiefers mit durchaus autigenen Gemengteilen und zeigt somit von seiner primären Beschaffenheit höchstens eine schwache Andeutung. Auch das Gestein der Adern hat eine intensive Metamorphose durchgemacht und besass wahrscheinlich in vielen Fällen schon ursprünglich eine Beschaffenheit, welche ihm einen Platz in der Mitte zwischen einem plutonischen Eruptivgestein und einem krystallinischen Schiefer angewiesen hätte. Es ist deswegen nicht zu verwundern, dass beide Teile petrologisch eine wenig charakteristische Beschaffenheit zeigen.

Wenn man aber Gelegenheit hat, *in der Natur* diese in grossartigem Maassstabe auftretenden Erscheinungen zu studiren, dürften sie auf jeden unbefangenen Beobachter denselben Eindruck machen. Die Möglichkeit einer solchen Intrusion von Granitadern wird wohl auch nunmehr von keiner Seite verneint (es ist ja auch schwer, von der Möglichkeit von *Thatsachen* zu reden; denn es ist einfach eine Thatsache, dass Granit und Schiefer auf diese Weise verwoben auftreten), es herrscht aber jetzt vor allem Meinungsverschiedenheit darüber, in welchem Maassstabe sie stattfinden und wie innig die durch diese Prozesse entstandene Mischung wird. Während die französische Schule eine »*injection lit par lit*» auch in solchen Fällen annimmt, wo das Gestein dem Auge ein ganz homogenes Aussehen zeigt, meinen dagegen andere Petrologen, dass es sich hier nur um eine mechanische Zerspaltung des Schiefers und gleichzeitige Eindringung von eruptivem Magma, ohne nennenswerthe Assimilierung beider Gemengteile, handle.

Ich möchte meine Ansicht bezüglich dieser Meinungsdivergenz so formulieren, dass in den meisten der mir bekannten Fälle das Gestein ohne Schwierigkeit als eine Mischung zu erkennen ist, dass es aber im Einzelnen ganz unmöglich ist zu entscheiden, was dem eruptiven Magma, was dem Sedimentgestein zuzuzählen ist. Auch habe ich wiederholt Gesteine beobachtet, die dem Auge ganz homogen erscheinen, und welche ich doch auch als »imbibitions«- resp. »digestionsmetamorphosirte« Sedimente zu betrachten geneigt bin (vergl. z. B. die im früheren gegebene Darstellung der Verhältnisse an den Contactzonen von Västila (S. 120 ff.). Jedoch sind sie nur seltene Ausnahmefälle im Vergleich mit den Fällen, in welchen offenbar eine Eindringung auf Adern stattgefunden hat. Die auf diese Weise entstandenen Gesteine, die von mir s. g. »Adergneisse«, gehören nämlich neben den gneissartigen Graniten zu den verbreitetsten Gesteinen Finlands und Schwedens. Besonders in denjenigen Formationen, welche älter wie die hier beschriebenen Schiefer sind, kommen sie häufig vor und bilden Gebiete, in welchen man auf meilenweite Entfernungen stets dasselbe Gemisch von Schiefermaterial und Granitadern in wechselnden Mengenverhältnissen antrifft. Wenn man sich mit einer Karte in der Hand vergegenwärtigt, wie diese Gneissgebiete ringsum von noch grösseren Granitgebieten umgeben werden, oder auch wie die hier beschriebenen, mehr localen Vorkommnisse an den Grenzen von solchen liegen, wird man auch die Möglichkeit einer so ausgedehnten Granitisation verstehen können und wird man einsehen müssen, dass beim Hervordringen so gewaltiger plutonischer Massen sich Vorgänge abspielen mussten, welche wenigstens graduell von den Contacterscheinungen der in höheren Niveaus erstarrten Magmamassen sehr verschieden sein mussten. Dieses »Baden« in dem granitischen Magma macht es auch erklärlich, dass wir in den Gneissgebieten, welche einen bedeutenden Teil des nördlichen Grundgebirges bilden, keine klastische Strukturen oder überhaupt Merkmale ihrer ersten Entstehung erhalten finden, obgleich von den hier vorkommenden schieferartigen Gneissen und echten Glimmerschiefern zweifelsohne ein Hauptteil durch die Umwandlung echter Sedimente entstanden ist. Nur auf solchen Stellen, wo günstige Umstände die archaischen Sedimentformationen gegen diese weit gehende *Injectionmetamorphose* geschützt haben, und wo sie somit nicht in der Form von Adergneissen, sondern als echte Schiefer repräsentirt sind, findet man ihre primären Strukturen besser erhalten — jedoch nur ganz ausnahmsweise so vollständig wie in den hier beschriebenen Formationen.

Die Gesteine des Liegenden und ihre Beziehungen zu den Schiefeln.

Während wir im Norden von den geschilderten Schieferzonen fast stets solche Granite antreffen, welche jünger als die Schiefer sind, stehen dagegen im Süden von ihnen Granite und anderwärtige Gesteine an, welche sich durch ihre Contactverhältnisse als zu ihrem Liegenden gehörig erweisen. Diese Gesteine sind im allgemeinen viel stärker metamorphosirt wie die Tammerforssschiefer und die sie durchdringenden Granite. Jedoch trifft man auch in diesem liegenden Complex stellenweise Schiefergesteine an, welche ihrer petrologischen Beschaffenheit nach den jüngeren Schiefeln recht nahe stehen und als phyllitartige Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer bezeichnet werden müssen. Diese eigentlichen Schiefer sind aber hier weit spärlicher vorhanden als die schieferartigen Gneisse und gneissartigen Granite, welche in dem betreffenden Complex weit verbreitet sind. Auch hier kommen die Granite in zwei Strukturmodificationen vor, die eine porphyrtartig, die andere gleichkörnig. In genetischer Verbindung mit den letzteren kommen basischere Gesteine, wie Diorite, Peridotite und Amphibolite, vor.

Wir werden nun zuerst die petrologische Beschaffenheit dieser Gesteine und ihre gegenseitigen Beziehungen schildern, um dann durch die Beschreibung ihrer Contacts mit den Tammerforssschiefeln darzutun, dass sie in ihrer Gesamtheit *älter* wie diese sind.

Petrologische Beschaffenheit der Gesteine des Liegenden.

Gleichkörnige Granite.

Die »gleichkörnigen«¹ Granite, welche in Lavia, Suodeniemi und Mouhijärvi anstehen und überhaupt in der Gegend, welche im Süden

¹ Ich weiss nicht, ob das Wort gleichkörnig in der deutschen petrologischen Literatur Anwendung gefunden hat. Meistens sagt man ja einfach »körnig«, was aber nicht den *Gegensatz* zu porphyrtartig so gut wie das entsprechende schwedische Wort »jennkörnig« ausdrückt. Wenn die Bezeichnung gleichkörnig nicht sprachlich unmöglich ist, wäre es somit vorteilhaft, dieselbe auch in der deutschen Sprache anwenden zu können.

von den geschilderten Schiefergebieten liegt, weite Verbreitung besitzen (vergl. die Karten), unterscheiden sich schon ihren makroskopischen Charakteren nach gut von den schon beschriebenen jüngeren Graniten. Es ist wohl recht schwer, diesen Unterschied in Worten so zu schildern, dass es klar wird, worin er besteht. Demjenigen, der sie in der Natur hinreichend studirt hat, wird es, was diese Gegend betrifft, in der Mehrzahl der Fälle möglich sein, sie schon ihrem äusseren Habitus nach von einander zu unterscheiden. Nur wird man zuweilen geneigt sein, einige der stärker metamorphosirten Varietäten der jüngeren Granite in die Gruppe der älteren aufzunehmen, aber meistens nicht umgekehrt.

Während die jüngeren Granite wechselnde und oft rötliche Farben besitzen, zeigen die älteren in der Regel eine charakteristische, einförmig *graue* Farbe in verschiedenen Nuancen. In jenen spaltet sich der Feldspat noch regelmässig mit scharfen Ecken und zeigt perlmuttartig glänzende, frische Bruchflächen, in diesen sind dagegen die Feldspate fast stets stark zerdrückt und zeigen deswegen in frisch geschlagenen Handstücken gleichwie höckrige, mattglänzende Flächen.

Der Hauptunterschied zwischen diesen beiden Gruppen von Graniten äussert sich überhaupt darin, dass die älteren relativ viel *stärker metamorphosirt* worden sind, während die jüngeren noch im allgemeinen einen typischen Granitcharakter zeigten. Nur ganz ausnahmsweise findet man unter jenen Varietäten, welche ganz massig sind. Die meisten sind mehr oder weniger deutlich *druckschieferig*, oft bis zu einem solchen Grade, dass sie als typische *Gneiss-Granite* oder *Gneisse* im Sinne Lehmanns bezeichnet werden können. Besonders in den Gegenden N.O. von der Stadt Björneborg sind die älteren Granite äusserst stark druckschieferig, so dass es oft schwierig sein kann, sie von denjenigen Gneissen derselben Gegend zu unterscheiden, in deren Zusammensetzung ein sedimentärer Glimmerschiefer enthalten ist. Im Felde findet man wohl darin einen Unterschied, dass die Granite, auch wo sie am deutlichsten druckschieferig sind, an der Oberfläche der Felsen eine ziemlich einförmige Gesteinsbeschaffenheit zeigen, während dagegen die echten Gneisse mehr unregelmässig flammig, gebandet und geadert erscheinen.

In Anbetracht dieses verschiedenen Grades der Umwandlung wäre man oft geneigt anzunehmen, dass unter diesen älteren Graniten viele genetisch verschiedene Gruppen vorhanden wären. Jedoch habe ich bisjetzt keine sicheren Beweise für eine solche Annahme gefunden. Die am stärksten metamorphosirten sind mit den besser erhaltenen Va-

rietäten stets durch allmähliche Übergänge verbunden; in Verbindung mit beiden trifft man noch ausserdem die sehr charakteristischen basischeren Gesteine, die wir im folgenden kennen lernen werden. Diese Umstände scheinen am meisten dafür zu sprechen, dass alle diese mehr oder weniger stark metamorphosirten älteren Granite eine genetische Einheit bilden.

Eine sehr gut erhaltene Varietät dieser Granite, welche ihrem primären Typus am nächsten stehen dürfte, findet man bei Sassi, Dorf *Pajulahti* in Tottijärvi, im S.W. von Tammerfors. Es ist ein grauer, mittelkörniger, ganz massiger Granit, welcher reich an schwarzer Hornblende ist.

Auch mikroskopisch ist der Granitcharakter hier noch recht deutlich erhalten. Der Feldspat, welcher grösstenteils *Oligoklas* ist, zeigt



Fig. 76.

Älterer Granit von Sassi, Dorf *Pajulahti* in Tottijärvi.
Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

noch stellenweise gegen den ihn umgebenden Quarz eine unverkennbare idiomorphe Begrenzung (siehe Fig. 76). An vielen Stellen ist er jedoch durch Zerdrückung, durch Zuwachs oder Auflösung seiner Substanz recht stark verunstaltet worden. Der *Quarz* ist auch hier in eine Menge selbständig erscheinender Körner zerteilt worden. Der *Biotit* bildet recht grosse Blätter, welche wie es scheint niemals eine idiomorphe Begrenzung oder eine sonstige Andeutung einer primären Herkunft zeigen.

Nur sehr selten sind jedoch diese Granite so schwach verändert, wie das Gestein von Sassi. Wenn man von diesen Varietäten absieht, kann man sagen, dass die *weniger* metamorphosirten Formen dieser älteren Granite ungefähr so viel verändert sind, wie die *am stärksten* metamorphosirten Varietäten der jüngeren Granite.

Von den primären Mineralien sind fast nur die *Feldspate* erhal-

ten, und auch diese sind meistens so stark verunstaltet, dass man ihre ursprünglich idiomorphe Begrenzung gegen den Quarz nur an ausnahmsweise sehr geschonten Stellen beobachten kann. Die relative Menge dieses Feldspats ist jedoch dieselbe wie in den unveränderten Graniten geblieben und ihre Verteilung giebt auch eine schwache Andeutung von der ursprünglichen Struktur. Im Zwischenraume zwischen den Feldspaten findet man stellenweise grössere Quarzpartien, welche jedoch immer aus einer Menge verschieden orientirter Körner bestehen. Der grösste Teil des Quarzes ist aber mit Biotitschuppen und Feldspatkörnern untermengt, welche im ganzen Gestein regellos eingestreut liegen. Ein grosser Teil des Biotites sowie auch der übrigen Gemengteile tritt auf Kataklaszonen auf, welche die grösseren Feldspate schonungslos durchziehen. Durch die Parallelanordnung dieser Kataklaszonen und der Mehrzahl der neugebildeten Biotschuppen ist die meistens deutliche Schieferigkeit des Gesteins hervorgerufen.

Im weiteren Verlauf der Metamorphose werden die Spuren der Zerstörung nun allmählich wieder vertilgt. Die Kataklaszonen füllen sich mit neugebildeten Mineralkörnern, deren Grösse bald diejenige der noch erhaltenen Reste der ursprünglichen Mineralkörner erreicht. Diese zerstückelten Reste nehmen eine rundliche Begrenzung an. Die Gemengteile liegen nicht mehr in wildem Chaos durcheinander, wie um den Platz ringend, sondern mehr friedlich Seite bei Seite. Das Korn der Gesteine wird hierbei im allgemeinen vermindert, aber zugleich auch gleichmässiger und die Struktur nähert sich derjenigen der echten Schiefer.

Ein grosser Teil dieser älteren Granite verdient mit vollem Recht nicht nur seinem makroskopischen Charakter, sondern auch seiner mikroskopischen Struktur nach *gneissartig* genannt



Fig. 77.

Gneissartiger Granit von Ekkoineen in Tyrvis. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

zu werden. Vergl. Fig. 77, welche das Bild eines solchen stark umgewandelten Granites in einem quer gegen die Schieferung gelegten Schnittes wiedergiebt.

Die chemische und mineralogische Beschaffenheit scheint bei dieser durchgreifenden Metamorphose wenig verändert zu werden. Unter denjenigen Gemengteilen, welche nicht zum regelmässigen Bestand eines Eruptivgesteins gehören, darf der Granat genannt werden, der hier jedoch nur ganz ausnahmsweise und fast nie als makroskopisch erkennbarer Gemengteil auftritt. Solche sind z. B. in dem in Fig. 77 abgebildeten Gestein vorhanden. Die Mehrzahl der Neubildungen sind aber offenbar unter Umständen entstanden, welche sich denjenigen näherten, die bei der Erstarrung eines Tiefengesteins herrschen, und deswegen sind auch nur die Mineralien entstanden, welche an dem primären Bestande des Gesteins teilnahmen. Auch die Umwandlung dieser plutonischen Gesteine dürfte demnach verdienen, eine *plutonische Metamorphose* genannt zu werden.

Keine Beobachtung deutet aber darauf hin, dass diese Granite bei ihrer Umwandlung jemals das Stadium erreicht hätten, welches als eine beginnende Wiederaufschmelzung bezeichnet werden könnte. Man findet bei den neugebildeten Mineralien niemals diejenigen gesetzmässigen Formen, welche bei der in bestimmter Reihenfolge vorsichgehenden Krystallisation eines Magmas entstehen. Es haben hier offenbar Zerstörung und Neubildung der granitischen Mineralien, wahrscheinlich unter Mitwirkung wässriger Lösungen, *gleichzeitig* stattgefunden und alles scheint darauf hinzudeuten, dass diese oft so durchgreifende Umwandlung langsam und allmählich, durch die Summirung einer Menge kleiner Einzelvorgänge, vorsichging.

Diorite, Gabbrodiorite und Peridotite.

Fast überall, wo die älteren Granite vorkommen, findet man in ihnen einschliessartig auftretende grosse Massen von sehr charakteristischen *basischeren Gesteinen*, ein Umstand, der für ihre Bestimmung und Unterscheidung von den jüngeren Graniten von grossem diagnostischem Wert ist.

Diese basischen Gesteine, welche mit den Graniten unzweifelhaft genetisch verbunden sind, bilden Felsmassen, welche im Felde eine Ausdehnung von einigen Hunderten Quadratmetern bis 10 Quadratkilometern besitzen. Ihrer chemischen und mineralogischen Zusammensetzung

zung nach schwanken sie zwischen einem *Quarzdiorit*, welcher von dem nahe liegenden Granit nicht wesentlich verschieden ist und in denselben übergeht, und einem *Peridotit* oder durch dessen Umwandlung entstandenem *Amphibolit*. Ihre Mehrzahl kann mit der von Törnebohm für die entsprechenden schwedischen Gesteine eingeführten Bezeichnung *Gabbro-Diorit* benannt werden. Es sind mittelkörnige, massige Gesteine von dioritischem Habitus, in welchen oft ein Teil der meistens reichlich vorhandenen Hornblende 0,3—1 cm grosse, gewissermassen porphyrtig auftretende Krystalle bildet, deren glänzende Spaltflächen aus dem frisch geschlagenen Gestein deutlich hervortreten.

Unter den ultrabasischen Varietäten dieser Gesteine findet man an mehreren Stellen, wie z. B. bei Laukula in Tyrvää, (S.W. von Karkku), Pajulahti in Tottijärvi, am kleinen See Tyynijärvi (Dorf Hyynilä) in Mouhijärvi, bei Herttuala und Löytömäki in Tavastkyrö etc. solche, welche als sehr typische *Peridotite* und zwar *Pikrite* bezeichnet werden können. Es sind schwärzliche mittelkörnige Gesteine von durchaus massiger Struktur und diabasähnlichem Habitus¹, welche schnell

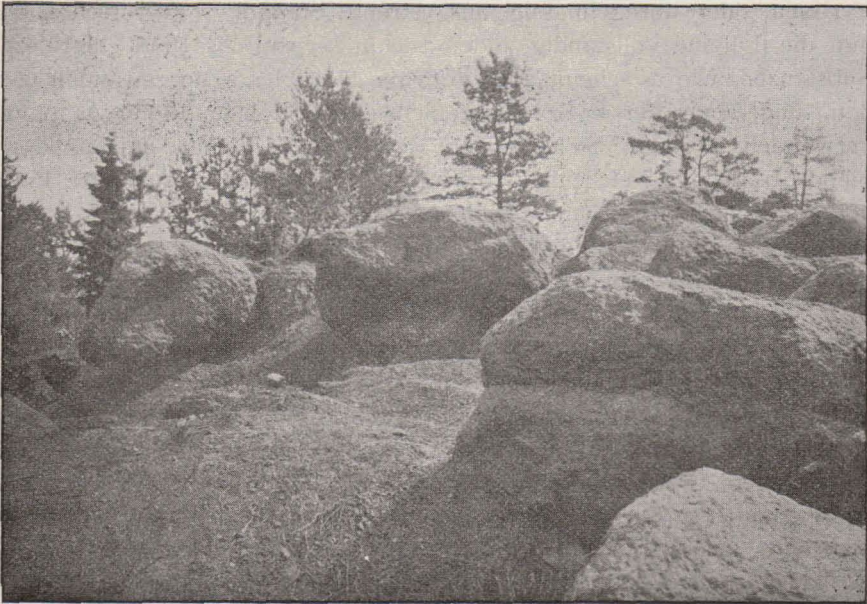


Fig. 78.

Verwitterter Fels von Pikrit. Landzunge N.O. von Pajulahti in Tottijärvi.

¹ Ich meine damit die im Norden vorkommenden, oft rein schwarzen oder dunkelgrünen Diabasen, nicht die deutschen oder südeuropäischen, von der Verwitterung angegriffenen »Grünsteine«.

verwittern unter Bildung wollsackähnlicher Blöcke (Siehe Fig. 78). U. d. M. erkennt man, dass sie zuweilen fast ganz aus einem mehr oder weniger serpentinisirten Olivin und einem hellbraunen Pyroxen bestehen, der meistens monosymmetrisch, nicht selten diallagartig ist. Zuweilen wird der Augit oder Diallag von einem Enstatit vertreten. Der Pyroxen ist oft zum kleineren oder grösseren Teil in eine grüne Hornblende umgewandelt worden. Braune Hornblende kommt auch vor, unterscheidet sich aber ihrem Auftreten nach nicht wesentlich von der grünen und dürfte vielleicht auch gleicher Herkunft sein. Ob jemals primäre Hornblende vorhanden war, gelang mir nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Endlich kommen auch Erzpartikeln, vorwiegend aus Magnetit bestehend, in wechselnder Menge vor.

Von diesen Gemengteilen besitzt der Olivin, wenn die Struktur einigermaassen gut erhalten ist, den höchsten Grad von Idiomorphismus. Er wird nämlich häufig in rundlichen oder eckigen Körnern von dem Pyroxen umschlossen. In einigen Fällen werden auch Pyroxenkörner von grösseren Partien von verschieden orientirter Hornblende von allen Seiten umgeben, meistens bildet aber diese Ränder an dem Pyroxen oder unregelmässig ausgestreute Stengel. Oft verschwinden nun die Olivine vollständig, indem sie in serpentinosé und chloritische Substanzen, wie es scheint auch in grüne Hornblende umgewandelt werden, und auch der Pyroxen ist nicht selten vollständig in Amphibol verwandelt worden. So entstehen *Amphibolite*, die fast nur aus Hornblende bestehen, welche bald grössere Tafeln, bald eine Menge kreuz und quer liegender Tafeln bildet. Von der Primärstruktur ist besonders in diesem Falle keine Spur mehr erhalten. In den Übergangsgliedern zwischen diesen Gesteinen und dem echten Pikrit findet man oft stellenweise erhaltenen Pyroxen, der reich an staubförmigen schwarzen Interpositionen ist. Wenn das Gestein nur aus Hornblende besteht, ist diese nicht selten fleckenweise braun gefärbt. Es erscheint nicht unwahrscheinlich, dass diese Braunfärbung davon herrührt, dass früher im Gestein Anhäufungen von Eisenoxyden vorhanden waren, welche bei der Amphibolbildung absorbirt wurden. Auch das Vorkommen eingestreuter grösserer Hornblendekristalle, welches den Gesteinen oft eine pseudoporphyrartige Struktur verleiht, scheint wenigstens in vielen Fällen keine primäre Erscheinung zu sein, sondern dürfte darauf beruhen, dass bei der Bildung der sekundären Hornblendekristalle ein Teil derselben grösser und besser individualisirt wurde.

An mehreren Stellen, besonders deutlich bei Pajulahti in Tottijärvi, kann man nun den Übergang von diesem Pikrit, beziehungs-

weise dem durch dessen Umwandlung entstandenen Amphibolit und den verschiedenen *dioritartigen* Gesteinen beobachten. Im Gestein stellen sich zuerst spärliche Krystalle von Labrador ein, welcher Gemengteil allmählich an Menge zunimmt. Er ist dann zuweilen, wie z. B. in dem in Fig. 79 abgebildeten Gestein von Hyynilä in Mouhijärvi, als schmale Leistenchen in die Hornblende eingewachsen oder ragt, wenn er breitere Tafeln bildet, mit scharfen Krystallecken in sie hinein. Er ist in dem betreffenden Falle z. T. deutlich zonar aufgebaut. Er dürfte wohl hier sicher primär und älter als die Hornblende sein.

In einem Gestein von Messuby ist dagegen der Enstatit gegenüber dem Plagioklas idiomorph.

Auch in einem sonst recht stark metamorphosirten dioritartigen Gestein von Verttjärvi in Kankaanpää hat der Labrador deutliche Leistenform, welche besonders an solchen Stellen gut hervortritt, wo die Zwischenräume mit noch erhaltenem Enstatit gefüllt sind. Wo aber dieser, wie hier grösstenteils der Fall ist, in ein Aggregat von Hornblendekörnern und Biotitblättchen verwandelt worden ist, sind auch die primären Strukturverhältnisse stärker verändert worden. Es gilt überhaupt hier als eine allgemeine Regel, dass bei einigermaassen reichlicher Neubildung von Hornblende die Primärstruktur stark beeinträchtigt wird.

Wenn der Plagioklas reichlicher auftritt, so dass das Gestein eine typischere dioritische Zusammensetzung hat, stellt sich auch gern neben der Hornblende Biotit ein, und oft tritt auch Quarz als sekundärer Gemengteil mehr oder weniger reichlich auf. In den acideren Dioriten, welche allmählich in den Granit übergehen, dürfte wohl auch primärer Quarz ursprünglich vorhanden gewesen sein.



Fig. 79.
Gabbro-Diorit von Hyynilä in Mouhijärvi. Nicols
gekreuzt. Vergr. 18.

In diesen saureren dioritischen Gesteinen ist die Primärstruktur nur selten gut erhalten. Die biotitreichen Varietäten besitzen mikroskopisch ganz dieselbe Struktur wie die entsprechenden Granite und sind somit der Mikrostruktur nach als gneissartig zu bezeichnen. Sie sind jedoch fast durchaus massig und zeigen überhaupt makroskopisch den Charakter echter Eruptivgesteine.

Die genetische Verbindung aller dieser verschiedener Gesteine lässt sich sowohl im Felde wie u. d. M. sehr deutlich verfolgen. Beim ersten Blick wäre man wohl geneigt, dem wenig metamorphosirten Pikrit ein jüngeres Alter zuzuschreiben; die Übergänge in den Amphibolit und die Diorite sind aber an zahlreichen Stellen ganz unzweideutig. Da die Gesteinsmassen, in welchen sie eingeschlossen liegen, eine so überaus starke Metamorphose durchgemacht haben, ist es von besonderem Interesse konstatiren zu können, dass die Pikrite stellenweise fast gar keine Spur dieser Metamorphose zeigen. *Der Olivin*, welcher in höheren Niveaus so äusserst leicht in andere Mineralien umgesetzt wird, *scheint somit unter geeigneten Umständen ein gegen die plutonische Regionalmetamorphose sehr widerstandsfähiges Mineral zu sein.*¹

Das ganze Auftreten dieser basischen Gesteine bezeugt es deutlich, dass sie durch Differentiation im Granitmagma entstanden sind. Es ist bemerkenswert, dass sie oft an der Grenze gegen die Schiefergesteine vorkommen, welche von diesen Graniten durchdrungen werden (so besonders in Tavastkyrö; vergl. die Karte). Es scheint sich an diesen Stellen im Magma eine basische Grenzzone gebildet zu haben. An anderen Stellen liegen sie jedoch in der Mitte der grossen Granitgebiete, an Stellen, wo nichts andeutet, dass ein Contact in der Nähe gewesen wäre.

Porphyrtiger Granit.

Derjenige porphyrtige Granit, welcher unmittelbar im Süden von dem Tammerfors—Päijänne Schiefergebiet (am östlichsten Teil desselben auch an der Nordseite) ansteht, besitzt eine sehr charakteristische Beschaffenheit und kann als Typus für diesen im südlichen Finland weit verbreiteten, älteren, porphyrtigen Granit gelten. Fig. 80 zeigt sein Aussehen in den durch Glacialerosion reingefegten und geschliffenen Oberflächen der Felsen. In einem mittel- bis grobkörnigen Gemenge von Quarz, Feldspat und schwarzem Biotit liegen ziemlich dicht bei

¹ Auch in vielen anderen Gegenden Finlands und Schwedens findet man einen primären Olivin als Bestandteil sehr alter Gesteinsmassen.

einander grössere, recht scharfeckig begrenzte Feldspatkrystalle, deren Dimensionen hier c. $3,5 \times 1,5$ cm betragen und im allgemeinen recht gleichmässig sind. Die Farbe des Feldspatgemengtheils ist stets eine weissliche, und das Gestein besitzt demnach eine rein *hellgraue* Farbe.

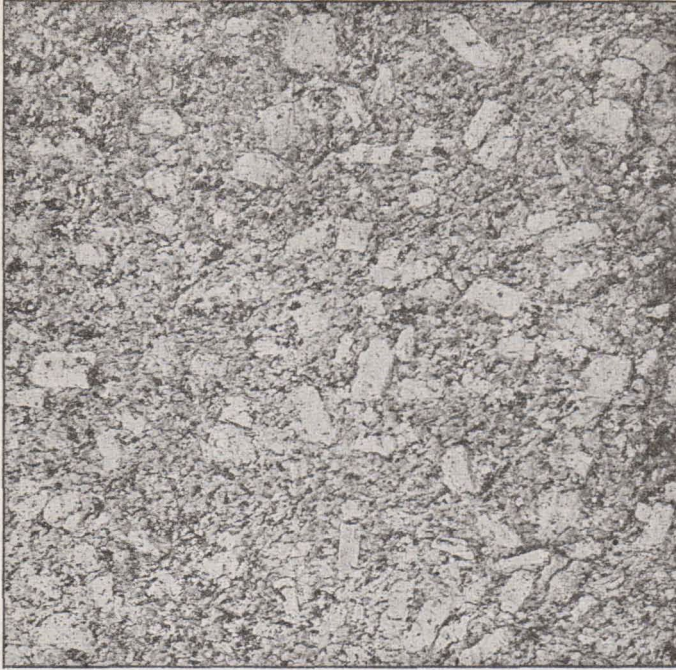


Fig 80.

Älterer porphyrtiger Granit an der Eisenbahn W. von Karppi in Orivesi. c. $\frac{1}{4}$ der nat. Gr.

In anderen Gegenden findet man wohl auch Varietäten dieser älteren porphyrtigen Granite, in welchen die Feldspate eine meistens blass rötliche Farbe zeigen; diese sind aber relativ selten im Vergleich zu den grauen Varietäten.

Während die jüngeren porphyrtigen Granite in der Regel nur wenig Spuren einer mechanischen Metamorphose mit dem blossen Auge erkennen lassen, trifft man sie hier immer und zwar in der prägnantesten Gestalt. Das Gestein ist stets von einer Menge schmaler Kataklastonen durchzogen, welche oft in mehreren einander kreuzenden Richtungen verlaufen. In anderen Fällen gehen sie parallel und vermehren sich oft so stark, dass dadurch eine sehr charakteristische Druckschieferigkeit entsteht. Die porphyrtigen Feldspatkrystalle werden dabei meistens stark mechanisch zerdrückt, oft sogar zu Linsen ausgepresst.

Die Feldspateinsprenglinge wie auch der Feldspat der Grundmasse bestehen zu ungefähr gleichen Teilen aus Oligoklas und aus Kalifeldspat. Dieser scheint fast ausschliesslich Mikroklin zu sein, von dem aber nur ein Teil die charakteristische schöne Gitterstruktur zeigt. Sie werden von Quarz umgeben, der oft linsenförmige Aggregate bildet, welche aber immer aus einer Menge kleinerer Körner mit verschiedener Orientirung bestehen. Obschon die Feldspate durch mechanische Einwirkungen und durch den Zuwachs neugebildeter Substanz recht stark verunstaltet worden sind, findet man doch in den am besten erhaltenen Varietäten stellenweise noch eine Andeutung ihrer ursprünglichen, gegenüber dem Quarz, idiomorphen Begrenzung.

Der Biotit kommt meistens in Streifen von kleineren Schuppen vor, die wohl z. T. durch die Auswalzung grösserer Krystalle entstanden sind. Zum anderen Teil sind sie sicher als Neubildungen anzusehen, und liegen auch in diesem Falle gern in Streifen zusammen, wobei sie offenbar auf den das Gestein durchziehenden Kataklaszonen gebildet worden sind. Zusammen mit ihnen treten sowohl auf diesen Kataklaszonen, wie auch in den grösseren Krystallen, neugebildete kleine Körner von Feldspat, Quarz und Myrmekit auf, welcher letzterer oft in diesen Gesteinen in sehr reichlicher Menge vorhanden ist (siehe Fig. 63).

Man findet aber in diesen Gesteinen auch Kataklaszonen von späterem Datum, welche erst nach der Beendigung der Auskrystallisation dieser Gemengteile entstanden und deshalb nur mit scharfeckigen Fragmenten der zerdrückten Mineralien gefüllt worden sind, aber keine neugebildete Mineralkörner enthalten.

In den stärker metamorphosirten Varietäten dieser porphyrtartigen Granite werden die grösseren Feldspate allmählich mehr zerdrückt und die Begrenzung der erhaltenen Reste wird rundlicher. Die Biotitstreifen, welche die Schieferung des Gesteins bedingen, vermehren sich stetig, die Quarzkörner teilen sich in immer selbständiger erscheinende, rundliche Körner. Mikroskopisch zeigt sich auch bei denjenigen Varietäten, welche im Felde in naher örtlicher Verbindung mit den gut erhaltenen Varietäten auftreten und mit ihnen durch schnelle Übergänge verbunden sind, schon eine fast gneissartige Struktur, deren allmähliche Entstehung durch eine »regionale« Metamorphose sich sowohl u. d. M. wie noch besser im Felsen verfolgen lässt. Überhaupt hat die Mehrzahl dieser Gesteine eine solche Beschaffenheit, dass man sie zu den z. g. »Augengneissen« rechnen könnte.

Dass das Gestein ursprünglich ein echter Granit war, von derselben Primärstruktur wie der S. 105—109 beschriebene jüngere porphyrtarti-

tige Granit, geht aus seiner ganzen petrologischen Beschaffenheit, wie aus seinem geologischen Auftreten sehr deutlich hervor. Auch die chemische Beschaffenheit ist ganz diejenige eines Granites.

Nach einer von dr. H. Berghell ausgeführten Analyse des sehr typischen porphyrartigen Granites, welcher unmittelbar im Süden von der Südgrenze der Schieferformation in den Eisenbahneinschnitten W. von Karppi in Orivesi ansteht, und welcher in Fig. 80 abgebildet wurde, hat derselbe folgende chemische Zusammensetzung:

Älterer porphyrartiger Granit von den Eisenbahneinschnitten W. von Karppi in Orivesi.

Si O ₂	70,57
Al ₂ O ₃	16,13
Fe ₂ O ₃ }	3,52
Fe O }	
Mg O	0,99
Ca O	1,79
Na ₂ O	2,48
K ₂ O	3,74
Glühverlust	0,87
	Sa 100,09

Glimmerschiefer und Lavialit.

Im Westen von Tammerfors trifft man an den beiden Ufern des Kumoflusses einen Glimmerschiefer an, welcher auch zu dem Liegenden der Tammerforssschiefer gehört. Es ist ein dunkelgraues, sehr biotitreiches, ausgeprägt schieferiges Gestein, welches zuweilen fast phyllitartig wird und dann einen lageweisen Wechsel verschiedenartiger Varietäten erkennen lässt, welcher an die Schichtung des Näsijärvi-phyllites erinnert und wohl auch als eine Erscheinung zu betrachten ist, die wenigstens in ihrer ersten Anlage primärer Herkunft ist.

Meistens ist jedoch das Gestein mittelkörnig, ohne jede Spur der ursprünglichen Schichtung und zeigt sehr starke Fältelung und oft scharfe Knickungen der Glimmerlamellen, wobei die Beschaffenheit gegen diejenige der am meisten verbreiteten Phyllite der jüngeren Sedimentformation recht stark kontrastirt. Es stimmt aber dann mit denjenigen oft phyllitartigen, aber stark gefalteten Glimmerschiefern, die man in Kalvola (Kartenblatt Tammela) im Liegenden der Uralitpor-

pyritdecke antrifft¹; vollständig überein. In Birkkala enthält es oft Pyritpartikeln und verwittert dann unter Bildung von Eisenoxydhydraten.

Ein ähnliches Gestein findet man auch bei Mahnalanselkä in Tavastkyrö, an der Nordseite des Gebietes von porphyrartigem Granit, welches im Norden von dem Nokiaschiefer ansteht. Es ist auch hier z. T. phyllitartig mit Anzeichen einer ursprünglichen Schichtung, meistens aber äusserst stark gefaltet und enthält dann oft reichlich Muscovit, der z. T. stark glänzende gröbere Blätter bildet.

Ausser in diesen Gebieten, wo die Glimmerschiefer in ihrer typischsten Gestalt vorkommen, trifft man auch in den auf der Karte als Glimmergneisse bezeichneten Gebieten auf zahlreichen Stellen Glimmerschiefer an, welche mit den genannten schieferartigen Gneissen innig verbunden sind. Sie werden im Zusammenhang mit diesen im folgenden geschildert werden.

An einigen Stellen in Lavia werden diese Glimmerschiefer sehr quarzreich, so dass sie ihrer Beschaffenheit nach den Quarziten nahe stehen. Dass echte Quarzite im Liegenden der Tammerforsschiefer vorgekommen sein müssen, erschien aus oben bei der Schilderung der Gerölle angeführten Gründen wahrscheinlich. (vergl. S. 44).

In ihrem mikroskopischen Bestande stimmen die am wenigsten umgewandelten Varietäten dieser älteren Glimmerschiefer mit denjenigen Glimmerschiefern sehr nahe überein, welche stellenweise unter den jüngeren Tammerforsschiefern vorkommen. Zeigen ja auch sonst die Glimmerschiefer, ihr Alter sei welches es will, mikroskopisch ein ziemlich einförmiges Bild.

Bald bestehen diese Schiefer nur aus Quarzkörnern und Biotitblättchen, die zuweilen mit feinen Magnetitpartikelchen untermengt sind. Oft tritt auch Muscovit dazu, nicht selten als gröbere Blättchen, Rosetten oder rundlich begrenzte Aggregate, die vielleicht in einigen Fällen Pseudomorphosen nach Granaten sind.

Dazu kommt in vielen Fällen noch ein Gehalt an Feldspat und zwar überwiegend Mikroklin. Die grosse Mehrzahl der feldspatführenden Glimmerschiefer gehören jedoch in die Gruppe der gneissartigen Schiefer oder Adergneisse, in welchen erweislich eine Zufuhr von Feldspatsubstanz oder granitischem Magma stattgefunden hat.

Es giebt aber doch eine feldspatreiche Varietät dieser gneissarti-

¹ Tschermaks Min. u. Petr. Mitth. XII, 1891. S. 98.
Beskrifning till Kartbladet N:o 18 Tammela. S. 14.

gen Schiefer, in welcher der Feldspatgehalt primär sein dürfte. Das ist der s. g. *Lavialit* oder *Laviagneiss* (vergl. S. 57), den wir schon oben bei der Beschreibung der Gerölle im Conglomerat von Harju in Suodeniemi kennen gelernt haben.

Dieser recht eigentümliche porphyroidische Schiefer kommt in besonders typischer Gestalt in einigen kleinen Felsen unmittelbar im Westen der Kirche *Lavia* sowie im Süden von *Laviajärvi* und bei *Heinijärvi* in demselben Kirchspiel als Einlagerung in gneissartigen Glimmerschiefern vor. Ferner findet man ihn im Mouhijärvi, ein besonderes Gebiet bildend, worin er im Westen eine typische Beschaffenheit hat, während gegen Osten hin die porphyroidischen Feldspatkry- stalle allmählich immer stärker ausgegwalzt werden, und das Gestein auch sonst in höherem Grade metamorphosirt wird.

Der typische Lavialit ist ein porphyroidisches Gestein, welches zahlreiche dicht beinander liegende, meistens nur c. 5 mm im Durch- schnitt messende Krystalle von Plagioklas in einer glimmer- oder horn- blendereichen schieferigen Masse enthält. Diese Krystalle treten in der von den Atmosphäriken schwach angegriffenen Oberfläche der Felsen in Hochrelief hervor, und zeigen dann noch, obgleich sie von Inter- positionen neugebildeter Mineralien überfüllt sind, eine recht deutliche Krystallbegrenzung. Das Gestein zeigt meistens keinerlei Erscheinun- gen, welche als Schichtung gedeutet werden könnten, sondern macht, wenn man von der sekundären Schieferung absieht, ganz den Eindruck eines Massengesteins.

Die mikroskopische Beschaffenheit der als Gerölle vorkommenden Varietäten wurde schon oben (S. 58—60) geschildert. Im anstehenden Gestein sind die porphyrischen Krystalle, welche hier bald aus *Labrador*, bald aus *Oligoklas* bestehen, fast in noch höherem Grade wie dort von Neubildungen durchwachsen und in demselben Maasse verunstal- tet worden. (Siehe Fig. 81). Die Interpositionen bestehen auch hier bald aus Quarz oder Mikroklin, bald aus Hornblende oder Biotit. Oft werden die Plagioklaskrystalle von einer Menge einzelner, wahrschein- lich neugebildeter Feldspatkörner ersetzt, wobei sie an der einen oder an beiden Seiten wie linsenförmig ausgezogen erscheinen.

Alles deutet darauf hin, dass die Plagioklaskrystalle früh gebildete, also wahrscheinlich primäre Gesteinsgemengteile sind. Niemals findet man eine Andeutung davon, dass sie sekundär entstanden sein könnten.

Die zwischenliegende, schieferige Masse besteht in den typischsten Varietäten aus unregelmässig geformten Oligoklaskörnern, nebst allo- triomorphen Biotitblättern oder Säulen von grüner Hornblende.

Oft kommen kleine rundliche Granatkörner als spärliche, aber konstante und gleichmässig verteilte Gemengteile vor.

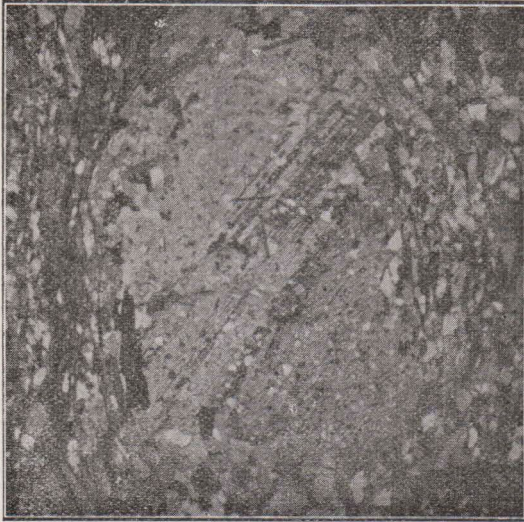


Fig. 81.

Lavalit von Heinijärvi in Suodeniemi mit einem von Neubildungen durchwachsenen Labradorkrystalle.
Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

In den stärker metamorphosirten Varietäten vermehren sich die neugebildeten Quarzinterpositionen in den Plagioklas-krystallen noch mehr, so dass von diesen nur durchlöcherte Reste übrig bleiben. Oft ist ihre Mehrzahl vollständig in Aggregate von Oligoklas-, Mikroklin- und Quarzkörnern verwandelt worden, welche linsenförmig ausgezogen sind. In einigen Varietäten bestehen diese linsenförmigen Streifen nur aus Quarz, welcher entweder eine Menge kleinerer Körnchen oder grössere einheitlich

orientirte Partien bildet. Es ist dann, besonders wenn diese Linsen noch durch Faltung gebogen sind, in dem Gestein schwer ein Umwandlungsprodukt des deutlich porphyroidischen, typischen »Lavalites« zu erkennen. Sowohl mikroskopisch, wie im Felde lässt sich aber diese Umwandlung durch eine lückenlose Reihe Übergangsglieder verfolgen.

Im Mouhijärvicebiet findet man bei Hyynilä noch ganz typische Varietäten, welche dem Gestein von Laviajärvi nahe stehen. Östlicher werden die Plagioklase allmählich immer vollständiger in solche körnige Aggregate verwandelt. Im Gneissgebiet von Tavastkyrö findet man die am stärksten verwandelten Varietäten, welche sich nur durch das Vorhandensein regelmässig verteilter Quarzlinsen von den umgebenden gneissartigen Schiefen unterscheiden.

In den am besten erhaltenen Varietäten ähnelt dieses Gestein recht sehr gewissen Tuffschiefen, die unter den jüngeren Schiefen vorkommen. Da aber alle sicheren Anzeichen einer primären Schichtung fehlen, lässt es sich auch denken, dass es ein porphyritisches Gestein der Dioritfamilie gewesen sein könnte.

In jedem Falle dürfte hier der Feldspatgehalt sicher *primär* sein und dieses Gestein überhaupt seine ursprüngliche Beschaffenheit besser erhalten haben, wie es im allgemeinen bei den überaus stark umgewandelten älteren Schiefen vorkommt.

Contacte der Schiefer mit den älteren Graniten. Übergänge in Adergneisse.

Überall wo diese Schiefer mit den sie umgebenden älteren und jüngeren Graniten in Berührung treten, werden sie, wie schon erwähnt wurde, von ihnen in Gängen und Adern durchdrungen, wodurch oft innige Mischungen beider Gesteine entstehen. Diese findet man hier nicht nur local an den Grenzen zwischen grösseren Gebieten von reinerem Granit und typischem Schiefer, sondern als grosse Gebiete, wo man auf meilenweiten Entfernungen nur ein solch inniges Gemisch von Granit und Schiefer beobachtet.

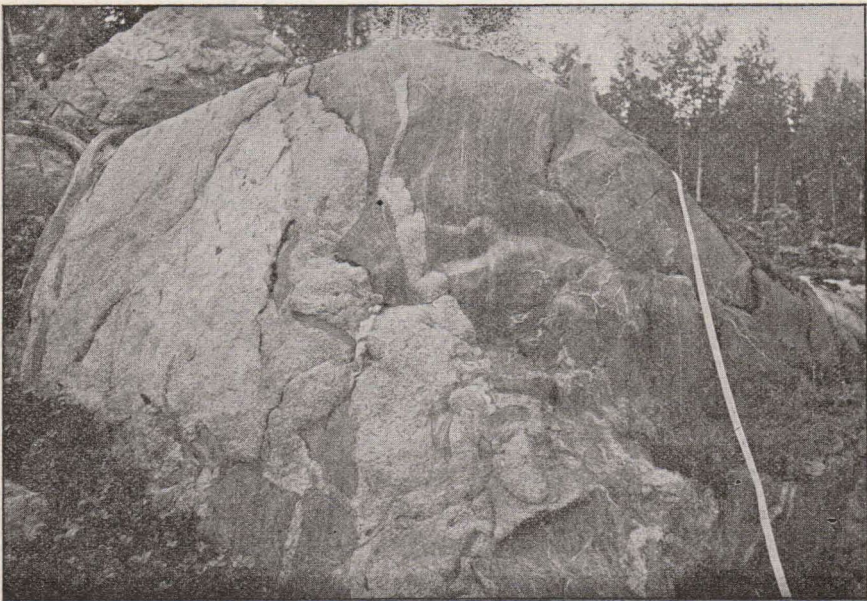


Fig. 82.

Gneissartiger Glimmerschiefer im Contact mit dem älteren Granit O. von Jylhjärvi in Tavastkyrö. $\frac{1}{18}$ der nat. Gr.

Eine Stelle, wo man die Contactverhältnisse zwischen dem Glimmerschiefer des südlichen Tavastkyrö und dem älteren, gneissartigen

Granit der Gegend in ausgezeichneter Weise beobachten kann, liegt im Osten vom kleinen See *Jylhäjärvi*, an der Grenze zwischen Tavastkyrö und Mouhijärvi. Mehrere durch Waldbrände entblösste Felsen bestehen hier aus Mischungen von Granit und Schiefer, welche sehr mannichfaltig und instructiv sind. Fig. 82 giebt einen solchen Fels nach einer Photographie wieder. Man erkennt hier, dass der Schiefer am Contact gegen den Granit gewaltsam zerrissen worden ist, wodurch für das eruptive Magma die Möglichkeit geschaffen wurde, zwischen seinen Fugen in z. T. fast haarfeine Adern einzudringen. Während nun in diesem Felsen doch das eruptive und das sedimentäre Material im allgemeinen gut getrennt sind, sind sie in anderen benachbarten Felsen so innig verwoben, dass die Masse trotz ihrer erweislich heterogenen Beschaffenheit als ein einheitliches Gestein bezeichnet werden muss.

In ganz ähnlicher Weise geht auch die Glimmerschieferzone des Kumoflusstales im Süden und Südosten in Gneisse über. So kann man an den Inseln in Kulovesi, welche die Eisenbahn überquert, bei dem s. g. *Leukaluu* sowie auch im Norden von der Station Suoniemi beobachten, wie der Glimmerschiefer allmählich in Gneiss übergeht, in dem er granitische Adern und Gänge in immer wachsender Zahl enthält.¹ Zugleich wird er auch im grossen wie im kleinen stärker gefaltet, und führt reichlicher als früher Feldspat, meistens auch Muscovit, welcher z. T. Aggregate von glänzenden Blättern bildet.

Noch besser kann man an den Ufern des Pyhäjärvi-Sees, im Südwesten der Stadt Tammerfors, den gleichen Übergang zwischen Schiefer und Gneiss beobachten. Der fein- bis mittelkörnige, zuweilen fast phyllitische Glimmerschiefer von Nokia wird gegen Süden hin grobkörniger. Am Südostufer des Pyhäjärvi beginnt er kleine Rosetten von Muscovit zu führen und wird allmählich mehr gneissähnlich, wobei in ihm in wachsender Zahl granitische Adern und Gänge auftreten. In der Gegend S. von Toppari bildet der Granit meistens breitere Gänge und hat eine pegmatitische Beschaffenheit. Er dürfte hier mit dem jüngeren archaischen Granit genetisch verbunden sein. Meistens trifft man jedoch in diesem S.O. von Pyhäjärvi liegenden Teil von Birkkala ein Gestein an, welches aus einer äusserst stark gefalteten Mischung von schieferartigen Partien und Adern von *älterem Granit* besteht. Am Nordufer des erwähnten Sees kann man wieder den allmählichen Übergang Schritt für Schritt verfolgen. Zuerst treten im Schiefer ver-

¹ Ein Teil dieser Gänge dürfte hier dem jüngeren Granit angehören, da sie oft pegmatitartig sind.

einzelte Granitadern auf, dann vermehren sich diese mehr und mehr und die schieferigen Teile werden dann gneissartig und stärker gefaltet. Gegen die Stadt Tammerfors hin wird der Granit an vielen Stellen, wie z. B. im s. g. Thermopylefelsen bei Pyynikki, vorherrschend, enthält aber immer eine Unzahl Schieferflatschen, so dass das Gestein fortwährend den Charakter einer Mischung hat.

Ähnliche gneissartige Gesteine erstrecken sich von Tammerfors weiter gegen Osten bis zum Kirchspiel Kuhmois in einer 10 bis 20 Kilometer breiten Zone. Da die zwei Componenten, welche diesen Gneiss zusammensetzen, nämlich der schieferartige Teil und der als Adern auftre-

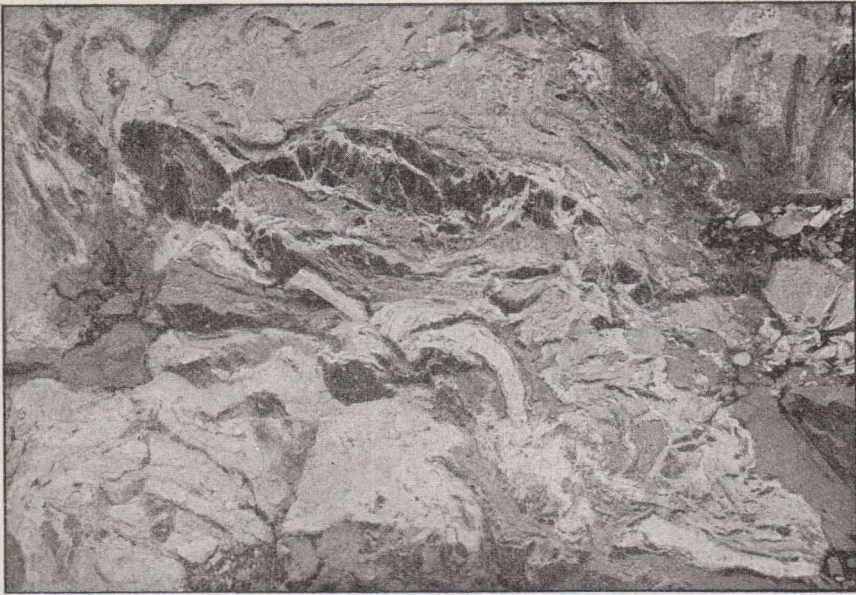


Fig. 83.

Adergneiss in einem Eisenbahneinschnitt N. von Suinula in Kangasala. $\frac{1}{15}$ der nat. Gr.

tende Granit, in sehr wechselnder Menge vorkommen, zeigt das Gestein einen sehr bunten Wechsel verschiedener Varietäten. Bald findet man ein Gestein, dessen Hauptteil von einem feldspathaltigen, aber sehr biotitreichen, schwarzen Glimmerschiefer gebildet wird, in welchem scharf begrenzte granitische Adern vorkommen. Bald durchschwärmen diese Adern das ganze Gestein (Fig. 83), wobei man jedoch zuweilen noch erkennen kann, dass die feineren Adern mit breiteren, gut getrennten Gängen von Granit anastomosieren. In anderen und zwar den überwiegenden Fällen fließen beide Gesteine so ineinander, dass man nur

noch an einzelnen Stellen den heterogenen Charakter entdecken kann. Das Gestein zeigt dann eine in der Farbe ziemlich hell graue Hauptmasse, in welcher glimmerreiche Partien als mannichfaltig gebogene dunklere Ränder auftreten. Die verschiedenen Teile sind meistens so stark durcheinander geknetet, dass man den Eindruck erhält, dass die Masse bei der Faltung sich im plastischen Zustande befand (vergl. S. 134). Faltenverwerfungen im grossen wie im kleinen sind überaus häufig, so dass zuweilen das ganze Gestein eine breccienartige Mischung



Fig. 84.

Typischer Glimmergneiss (Adergneiss) von Verttjärvi in Kankaanpää, Landzunge N. von Mustaniemi. c. $\frac{1}{15}$ der nat. Gr. (G = Grasbedeckter Boden).

bildet, worin die zerrissenen Faltschenkel gleichsam Einschlüsse in der umgebenden quarzreichen Masse bilden. Fig. 84 giebt eine Vorstellung von dem Aussehen des gewöhnlichsten Typus dieser Gneisse, welche die verbreitetsten der in Finland vorkommenden gneissartigen Gesteine sind.

Endlich findet man auch, wie schon aus den mitgeteilten Angaben hervorgeht, unter diesen »Gneissen« solche, dessen Hauptmasse aus einem stark schieferigen, aber dennoch als solcher noch erkennbaren Granit besteht, in welchem äusserst zahlreiche Flatschen von Schiefer liegen, welche dem Gestein ein streifiges oder flammiges Aussehen verleihen.

Der Granit der Adern stimmt im allgemeinen mit dem in der Nähe in grösseren Massen anstehenden Granit überein. So findet man

im Süden von dem grossen Gebiet von porphyrtigem Granit im Osten von Näsijärvi in dem Gneisse zahlreiche Linsen und Adern von Granit, in welchen das Gestein ebenfalls porphyrtig ausgebildet ist. Auch innerhalb dieses Gebietes kommen grosse Massen von »Adergneiss«, die von Granit in Adern und Linsen durchsetzt werden, einschliessartig vor.

Dass der ältere porphyrtige Granit nicht nur die gneissartigen Schiefer, sondern auch den echten Glimmerschiefer des Kumioflusstales durchdringt und somit jünger als dieser ist, geht an den Contacten zwischen diesen Gesteinen deutlich hervor.

Besonders in dem Felsen, welcher an der Landstrasse im N.O. von *Kulju* in Suoniemi liegt, kann man die gegenseitigen Beziehungen dieser Gesteine gut kennen lernen. Der Schiefer enthält hier in der Nähe des Contactes eine Menge deutlicher Gänge, Adern und Linsen aus dem Granit, welcher den grössten Teil dieses Felsens bildet. Diese Gänge verlaufen z. T. auch quer gegen die Schieferung. Auch an der Eisenbahn W. von der Station *Siuro* sieht man den Contact zwischen dem Glimmerschiefer und dem Granit, welcher hier Linsen im Schiefer bildet. Da aber beide Gesteine hier zusammen äusserst stark ausgepresst worden, sind die Verhältnisse an dieser Stelle undeutlich.

Im Osten von Siuro sind die verschiedenen Gesteine meistens von einer Thalkluft getrennt, so dass man den Contact nirgends beobachten kann. Der im Norden anstehende Granit enthält sehr zahlreiche, z. T. recht grosse, oft scharfeckige Einschlüsse von einem dunklen Hornblendeschiefer, welcher wohl seiner jetzigen Beschaffenheit nach recht verschieden von dem Glimmerschiefer ist, der aber sicher auch derselben, älteren Schieferformation angehört, obgleich die Einschlüsse durch die Contacteinwirkung des Granites eine stark veränderte Beschaffenheit erhalten haben.

Auch der Glimmerschiefer östlich von Mahnalanselkä, der im Norden von diesem Granitgebiet liegt, zeigt in der Nähe des Contactes eine gneissartige Beschaffenheit. Den unmittelbaren Contact habe ich hier nicht beobachtet.

Dass alle, und zwar auch die am wenigsten metamorphosirten Varietäten der älteren Schiefer von dem *gleichkörnigen* älteren Granit durchdrungen werden, und somit älter als diese sind, geht aus den schon angeführten Beobachtungen hervor. Vergl. besonders S. 156 u. Fig. 82.

Sehr häufig bestehen aber auch die in diesen Gneissen vorkommenden Adern und Gänge aus einem Granit, welcher seiner Beschaf-

fenheit nach mit demjenigen Granit übereinstimmt, welcher im Norden von den Tammerforsschiefern ansteht und *jünger* als diese ist. Da die Hauptmasse der *jüngeren* Schiefer nicht besonders häufig Gänge aus diesem Granit enthält, erscheint es auffallend, dass sie in ihrem Liegenden so reichlich vorkommen. Es ist aber leicht verständlich, dass die beiden Schieferformationen sich gegen die Faltungsprocesse, im Zusammenhang mit welchen der jüngere Granit hervordrang, sehr verschieden verhalten mussten. Die jüngeren Sedimentablagerungen, die nicht vorher gefaltet waren, wurden hierbei im allgemeinen ruhig gebogen und allmählich senkrecht aufgerichtet. Die älteren Schiefer waren dagegen schon früher gefaltet¹ und von den älteren Graniten intrudirt worden. Da nun eine erneute Faltungs- und Intrusionsperiode eintrat, traf der Druck sie auf vielen Stellen in Richtungen, die schief gegen ihre Schieferung lagen. An solchen Stellen wurde nun das Gestein leicht stark zerspalten, und wurde somit für den jüngeren Granit die Möglichkeit geschaffen hier einzudringen. Besonders an den Contactflächen zwischen den jüngeren Schiefen und ihrem Liegenden trifft man oft Gebiete von jüngerem Granit an (vergl. die Karte), ein Beweis dafür, dass bei seinem Hervordringen an diesen Stellen ihm ein besonders schwacher Widerstand begegnete, so dass durch Abstauung unterirdische Hohlräume, die successiv mit Magma gefüllt wurden, gebildet werden konnten.

Wo diese Gebiete direkt an den älteren porphyrtartigen Granit grenzen, wie dieses z. B. beim See Pappilanselkä in Orivesi und N.O. von der Kirche Kuhmois geschieht, findet man in diesem Gänge von jüngerem Granit. Solche Gänge, in welchen das Gestein oft pegmatitartig ist, findet man auch entfernter von den jüngeren Granitgebieten in den Graniten des Liegenden, und zwar sowohl in dem gleichkörnigen wie in dem porphyrtartigen, als Zeugnis dessen, dass diese Gesteine älter als die letzte grosse Granitintrusion der Gegend sind. *Dagegen sind Pegmatite bisjetzt noch nie in sicherer genetischer Verbindung mit den älteren Graniten gefunden worden.* Wenn nun auch solche ältere Pegmatite, wie nicht unwahrscheinlich erscheint, existiren, sind sie jedenfalls, im Vergleich mit den jüngeren, wenig verbreitet und wahrscheinlich sehr stark umgewandelt worden.

Mikroskopisch zeigen diese Adergneisse, welche den schon geschilderten jüngeren Adergneissen sehr analog sind, ein recht uninteressantes Bild. Primäre Züge sind fast niemals zu entdecken und es ist deswegen schwer, wenn nicht unmöglich, den Gang der Metamorphose in ihren Einzelheiten zu verfolgen. Höchstens wird es möglich

¹ Daher auch ihre starke Fältelung.

sein, durch sehr eingehende Untersuchungen die Neubildung oder Vergrößerung einiger Gemengteile, die Zerstörung anderer zu konstatieren und hierdurch wenigstens einzelne Züge der stattgefundenen Umwandlung klar zu stellen.

Im allgemeinen dürften wohl schon vor dem Eindringen des granitischen Magmas die Schiefer in einiger Entfernung von dem Granitcontacte einen vollkrystallinen Charakter erworben haben und konnten daher im weiteren Verlauf der Injectionsmetamorphose strukturell nur unwesentlich verändert werden (vergl. S. 138).

Die dunklen, makroskopisch *glimmerschieferartigen* Teile zeigen auch mikroskopisch einen typischen Schiefercharakter. Sie sind im allgemeinen sehr reich an Glimmer und zwar überwiegend Biotit. Wenn Muscovit vorhanden ist, bildet er oft gröbere Blätter, welche eine Menge der kleineren Mineralkörner umschliessen. Von den hellen Mineralien ist auch in den Gesteinsmassen, welche auf der Karte ihrem Gesamtcharakter nach als gneissartige Schiefer bezeichnet worden sind, stellenweise der Quarz ganz überwiegend. Meistens tritt jedoch Feldspat dazu und gewinnt oft das Übergewicht. Von den Kalifeldspaten kommt vorwiegend, wenn nicht ausschliesslich, der Mikroklin, von den Kalknatronfeldspaten hauptsächlich Oligoklas vor. Hornblende vertritt zuweilen den Biotit. Oft findet man Chlorit, wie es scheint nicht lediglich als »pathologischer« Gemengteil, sondern auch als Produkt des eigentlichen Gesteinsbildungsprocesses und sehr oft Krystalle oder Körner von Granat, in einigen Varietäten auch Fibrolitnadeln. Magnetit in Krystallkörnchen oder als ein ganz feiner Staub ist sehr verbreitet.

Die Struktur dieser Gesteine wird dadurch bedingt, dass die hellen Mineralien eckige oder gerundete hypidiomorphe Körner bilden, während dagegen der Biotit vor-



Fig. 85.

Schieferartiger Glimmergneis aus der Gegend S. von Kylämäjärvi in Kuhmois. Nicols gekreuzt. Vergr. 18.

wiegend als langgezogene Tafeln den Raum zwischen ihnen einnimmt und gewissermaassen allotriomorph auftritt (Fig. 85). An eine strenge Gesetzmässigkeit in diesen Begrenzungsverhältnissen ist natürlich nicht zu denken. Im Gegenteil kommt es sehr häufig vor, dass die verschiedenen Mineralien einander gegenseitig umschliessen. Häufig sind jedoch die Gemengteile wie an einander gereiht, so dass das Aussehen der Dünnschliffe an eine cyklopische Mauer erinnert. (vergl. S. 96). Dieses Bild scheint mir wenigstens die Struktur besser zu veranschaulichen, als die oft angewandte Bezeichnung »Bienenwabenstruktur«, denn nur in ganz speciellen Fällen wird die Regelmässigkeit so gross, dass man an den kunstreichen Bau der Bienen erinnert wird. In anderen Fällen hat der Biotit mehr lappige Formen und die Struktur ist dann noch weniger regelmässig.

Die einzelnen Mineralien zeigen meistens keine prägnantere Kataklaserscheinungen. Besonders die unversehrte Beschaffenheit der einzelnen Quarzkörner ist auch hier wie in vielen früher erörterten Fällen auffallend.

An die Stelle des Biotits tritt oft grüne Hornblende und ist zuweilen fast allein herrschend. Die so entstehenden *Hornblendegneisse*, von welchen man typische Repräsentanten an der Nordgrenze des Schiefergebietes von Suoniemi findet, enthalten neben der stengligen grünen Hornblende mehr oder weniger zahlreiche Körner von Quarz oder auch von einem Plagioklas, der zuweilen recht kalkreich ist. Die Hornblende bildet zuweilen grössere porphyroidische Krystalle (gelegentlich Zwillinge), welche möglicherweise aus der Umwandlung von Augitkrystallen entstanden sind.

Auch unter den Glimmergneissen giebt es Varietäten, in welchen entweder Feldspate oder grössere Biotitblätter porphyroidisch hervortreten.

Die in den *helleren, aderartigen* Teilen dieser Gneisse makroskopisch oft gut hervortretende Granitstruktur ist mikroskopisch wenig deutlich, wie zu erwarten, da diese älteren Granite, auch wo sie in grösseren Massen auftreten, meistens so stark metamorphosirt sind, dass ihre Struktur sich derjenigen eines echten Gneisses nähert (S. 143, vergl. auch S. 138). In vielen, wenn nicht in den meisten Fällen, sind auch die verschiedenen Gemengteile des Gesteins so eng verwoben, dass es sogar nach der eingehendsten petrologischen Untersuchung unmöglich wäre in jedem Einzelfalle zu entscheiden, welche Teile als ursprüngliche Adern oder Gänge, welche als dem sedimentären Schiefer angehörig zu betrachten sind.

In dem Gneissgebiet, welches in Kuhmois N. der grossen Schieferzone liegt, kommen auch Gneisse vor, welche oft keinen deutlichen lagenartigen Wechsel hellerer und dunklerer Partien zeigen, sondern aus einer einförmigen, ausgeprägt schieferigen, »felsitischen« Masse von rötlich grauer Farbe bestehen. Diese Gesteine sind sehr reich an Feldspat und zwar Mikroklin. Hornblende ist auch oft vorhanden. Kataklastische Erscheinungen sind oft recht prägnant in diesen Gneissen, welche oft an äusserst stark metamorphosirte Granite erinnern. Wenn sie als solche zu deuten sind, so wären sie in jedem Falle noch älter als die schon beschriebenen s. g. älteren Granite, da sie mit diesen durch keine Übergänge verbunden sind, wohl aber in die von ihnen durchdrungenen gneissartigen Schiefer übergehen.

Als Gesamtergebnis aus der petrologischen Untersuchung der Gesteine der »Gneissformation« geht somit hervor, dass wir auch hier, wie in den früher beschriebenen jüngeren Formationen, die im Norden von ihr anstehen, sowohl mehr oder weniger stark umgewandelte *granitische* (hier auch dioritische und peridotitische) *Tiefengesteine* als auch *Schiefer* antreffen, welche mit grosser Wahrscheinlichkeit als ursprünglich *sedimentär* betrachtet werden müssen, da sie petrologisch mit den stärker metamorphosirten Varietäten der Tammerfors-Phyllite vollständig übereinstimmen. Nur sind jene Schiefer im Vergleich zu den jüngeren mit Granit viel inniger vermischt und demnach auch viel stärker metamorphosirt und lassen deswegen keine primären Züge mit voller Deutlichkeit mehr erkennen.

Contactverhältnisse zwischen den Tammerforsschiefern und den Gesteinen der liegenden Gneissformation.

Wie aus der eben mitgetheilten Schilderung der Gesteine der im Süden von den Tammerforsschiefern anstehenden »Gneissformation« hervorgeht, sind sie sowohl petrologisch wie im Felde mit einander eng verbunden. Die verschiedenen Granitvarietäten sind durch Übergänge vereinigt und da diese Granite wieder die Glimmerschiefer und schieferartigen Gneisse in unzähligen Gängen und Adern durchdringen, wird dieser ganze Complex dadurch zu einem schwer zertrennbaren Ganzen verwoben.

Wir stehen da vor der Frage: wie verhält sich diese hauptsächlich aus gneissartigen Graniten und Schiefen bestehende Forma-

tion zu den sicher sedimentären »Tammerforschiefern«, deren Beschreibung der Hauptgegenstand der vorliegenden Arbeit ist? Werden auch diese beiden Formationen, die »Schieferformation« und die »Gneissformation«, sich an der Grenze auf ähnliche Weise unzertrennlich verwoben zeigen? Oder aber, werden wir zwischen ihnen wenigstens auf einigen Stellen eine deutliche, scharfe Grenzlinie hervortreten sehen, als Anzeichen davon, dass diese petrologisch so verschiedenen und zwar so ungleich stark metamorphosirten Formationen durch eine *Discordanz* getrennt sind?

Diese Frage werden wir jetzt zu beantworten versuchen, in dem wir die Contactlinien der beiden Formationen Schritt für Schritt verfolgen und die hier beobachteten Erscheinungen mit denjenigen vergleichen, welche uns an den schon beschriebenen Granitcontacts entgegengetreten sind. Zwar muss ich hierbei die Geduld des Lesers etwas in Anspruch nehmen. Denn diese Erscheinungen, wie überhaupt alle ursprünglichen Züge der Gesteinsbeschaffenheit oder des Bergbaues in so stark metamorphosirten Formationen, wie die hier vorliegenden, sind selten so prägnant, dass man ein aufgestelltes Problem nach einer einzigen Localität demonstrieren und beweisen könnte. Erst die Gesammtheit aller an den Contactlinien gemachten Beobachtungen lässt uns eine befriedigende Erklärung dieser schwierigen Verhältnisse gewinnen.

Beziehungen der Schiefer zu dem älteren, grauen Granit und den damit verbundenen Dioriten.

Nur in den westlichsten Schiefergebieten treten die Schiefer mit dem gleichkörnigen, grauen, gneissartigen Granit in unmittelbare Berührung, der hier in grossen Gebieten ansteht. Der südlichste Teil der Schieferzone von *Kankaanpää* grenzt somit auf einer über 30 Kilometer langen Strecke an diesen Granit, beziehungsweise den damit genetisch verbundenen Diorit. Den unmittelbaren Contact habe ich hier nicht finden können. Das Fehlen von Gängen jeder Art längs dieser Contactlinie ist jedoch sehr auffallend, besonders wenn man damit die Verhältnisse an der Grenze zwischen derselben Schieferzone und dem im N.O. davon anstehenden jüngeren Granit vergleicht, wo die intrusiven Erscheinungen in so prägnanter Form auftreten (vergl. S. 127).

Wie aus der Karte hervorgeht, tritt auch die Schieferzone von

Nord-Lavia, im Norden an beiden Seiten, im Süden an der Ostgrenze mit demselben Granit in Berührung. Den Contact beider Gesteine habe ich jedoch nur bei *Ruokoski* (N. von Seppä) beobachtet. In der unmittelbaren Nähe des Contactes wird der Granit schieferig und zeigt sich mikroskopisch als förmlich zerrieben. Er enthält schmale Einlagerungen von einem schieferähnlichen Gestein, und auch in dem Schiefer findet man in der Nähe des Contactes Schmitzen von granitischen Mineralien. Auf einer Entfernung von anderthalb Metern von der Contactlinie zeigen jedoch beide Gesteine eine völlig typische Beschaffenheit. Es giebt nichts, was beweisen würde, dass die Mischungszone durch Eindringen von Granit im Magmazustande entstanden wäre, sondern die Verhältnisse scheinen am ehesten darauf hinzudeuten, dass diese verschiedenen Gesteine bei Faltungsbewegungen in starrem und zwar stark zerriebenem Zustande mit einander vermischt wurden.

Während nun die Verhältnisse hier in keiner Richtung völlig beweiskräftig sind, findet man sehr interessante und die Altersfrage beleuchtende Contacte im Schiefergebiet von *Lavia—Suodeniemi*. Wie aus der Karte ersichtlich, steht hier grauer Granit sowohl an der Südwestgrenze wie auch an dem grössten Teil der Nordgrenze an, und auch von Osten her schiebt sich eine schmale Zone von demselben Granit in das Schiefergebiet hinein. Dieser Granit unterscheidet sich durch seine graue Farbe und seinen gneissartigen Charakter scharf von dem porphyrtartigen und fast vollständig massigen, in der Farbe rötlichen, jüngeren Granit, welcher im N.O. der Kirche *Lavia* ein grosses Massiv bildet und welcher sowohl die Schiefer (vergl. S. 134) wie auch den grauen Granit überall eruptiv durchdringt und von ihnen zahlreiche Einschlüsse führt.

Der unmittelbare Contact zwischen dem grauen Granit und den Schiefen von *Lavia* lässt sich am Nordostufer des kleinen Sees *Naarajärvi*, der an der genannten Kirche liegt, ausgezeichnet beobachten. Der ziemlich massige, aber sonst sehr typische graue Granit bildet hier mehrere Felsen, im S.W. von welchen die Schieferzone sich dem Thal des *Naarajärvi* entlang in N.W.-licher Richtung hinzieht. Sie hat hier nur eine Breite von etwa 400 m. Auf der S.W.-Seite derselben steht der gneissartige Schiefer an, den wir mit dem Namen *Lavialit* bezeichnet haben.

Der im S.O. des Kleinbauerngutes *Ojanen* am Seeufer liegende Fels besteht im N.O. aus Granit, im S.W. aus Schiefer, welcher hier den Habitus eines Glimmerschiefers besitzt. Derselbe Schiefer steht

auch in einem kleineren Felsen im Norden von dem grossen und O. von Ojanen an (siehe die Situationskizze Fig. 86).

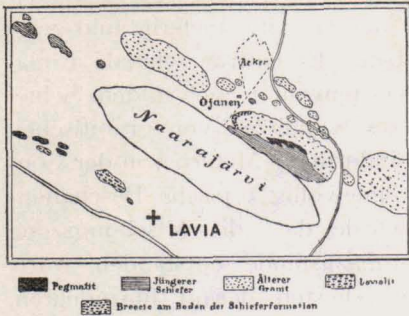


Fig. 86.

Situationskizze der Contactfelsen am Naarajärvi in Lavia. Maassstab 1 : 40,000.

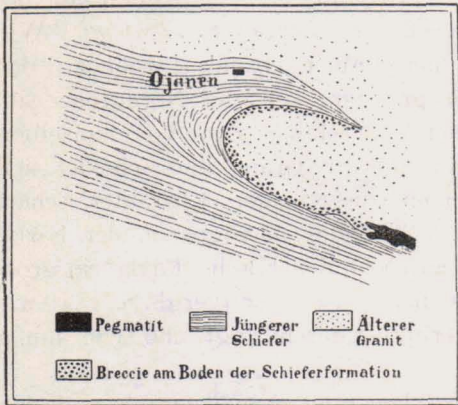


Fig. 87.

Schematische Darstellung der Contactverhältnisse des Schiefers und des Granites bei Ojanen in Lavia. Maassstab 1 : 12,000.

Zwischen dieser Stelle und der Hauptmasse des Schiefers findet man längs dem N.W.-Rande des Granitfelsens überall kleinere Schieferpartien, welche parallel diesem Rande liegen, woraus ersichtlich wird, dass der Contact zwischen beiden Gesteinen sich wie es Fig. 87 veranschaulicht in einem Bogen diesem Rande entlang zieht. Die Einbuchtung der sonst gerade verlaufenden Contactlinie erklärt sich leicht durch eine Faltenbildung, bei welcher der Schiefer sattelförmig über die Grani partie gebogen worden ist. Die Schichtung des Schiefers verläuft hier, wie überall in der Nähe, senkrecht.

Im östlicheren Teil des Felsens ist ein jüngerer Pegmatit an dem Contact eingedrungen. Im N.W. kann man dagegen den unmittelbaren Contact beobachten, und man konstatiert hier, dass der Granit in der Nähe desselben in eigentümlicher Weise verändert worden ist. Schon auf einer Entfernung von 3—4 m von dem Contact ist er reicher als sonst

an Biotit und dunkelgrüner Hornblende und ist deshalb viel dunkler als gewöhnlich und enthält auch reichlich Granat. Diese dunklen Mineralien sind aber nicht gleichmässig verteilt, sondern das Gestein ist ausgeprägt *fleckig*. Noch näher am Contact geht dieser fleckige Granit allmählich in eine deutliche *Breccie* über, welche aus scharfeckigen Fragmenten von sehr hornblende- und granatreichem Gestein besteht, die von einer quarzreicheren, Granat und Hornblende in spärlicherer Menge enthaltenden Masse verkittet wird. Siehe Tafel III,

welche dieses Gestein abbildet. In der unmittelbaren Nähe des Contactes gegen den Schiefer werden die Fragmente heller, wobei ihre granitische Beschaffenheit besser hervortritt, und zugleich etwas gerundet, so dass die Breccie hier einen *conglomerähnlichen Charakter* annimmt. Auf diese Breccienbildung folgt nun unmittelbar der Schiefer, in welchem man trotz der jetzt fast gneissähnlichen Struktur noch eine unzweifelhafte und zwar wie gewöhnlich senkrecht stehende Schichtung wahrnimmt.

An der Stelle, welche Fig. 88 wiedergibt und welche am S.W.-Rande des Felsens liegt, werden die beiden mit einander in Berührung tretenden Gesteine von einer Gangbildung durchschnitten, deren Material ein Schiefer ohne erkennbare Schichtung bildet. Es ist einer der »Sedimentgänge«, von welchen wir schon früher mehrere Beispiele kennen gelernt haben. Die Figur, welche nur z. T. nach einer Photographie gezeichnet worden ist, ist zum anderen Teil ziemlich stark schematisirt, so dass der Übergang zwischen dem unveränderten Granit und dem breccienartigen Gestein, welches unmittelbar am Contact vorkommt, etwas verkürzt

erscheint. In der Natur geht derselbe meistens nicht so schnell vor sich, sondern die ganze Zone hat eine Breite von 3—4 Meter.

Diese Verhältnisse scheinen mir nur eine Deutung zuzulassen. Der Granit, welcher in der Berührung mit dem sedimentären Schiefer ihn niemals durchdringt, sondern in der Nähe des Contactes in eine Breccie übergeht, bildete hier die Unterlage, auf welcher sich die Sedimentformation abgelagerte, aus deren Umwandlung der Schiefer ent-

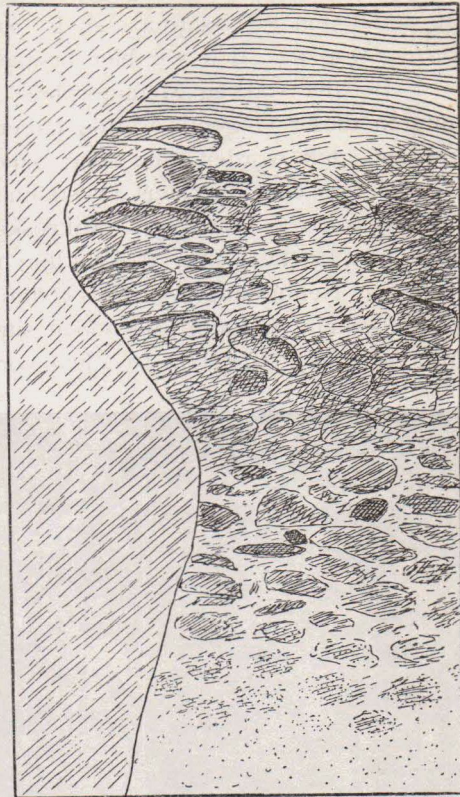


Fig. 88.

Contact zwischen dem Schiefer von Lavia und dem grauen, gneissartigen Granit, welcher in der Nähe des Contactes zuerst in eine breccienartige, dann in eine conglomeratartige Bildung übergeht. Links eine gangförmige Schieferpartie. $\frac{1}{10}$ der nat. Gr.

standen ist, und *war in seinen oberen Teilen stark zersprungen* und von eisen-, kalk- und magnesiareichen Mineralien erfüllt, wie es bei von der *Verwitterung* angegriffenen Granitfelsen häufig geschieht. Es ist somit ein gewissermaassen in Situ gebliebenener *archaischer Verwitterungsgruss*, den wir hier beobachten.

Bei der starken Metamorphose, welche alle die verschiedenen Bildungen dieser Gegend erlitten haben, ist natürlich auch diese Bildung umgewandelt worden, und zeigt daher wie überhaupt die Gesteine gleichen Alters eine durchaus krystallinische Beschaffenheit und zwar eine fast *gneissartige Struktur*. Mikroskopisch zeigt es sich, dass der Feldspat hauptsächlich aus Mikroklin besteht. Die grösseren Individuen sind von Neubildungen so stark durchwachsen, dass man ihre Umrisse kaum erkennen kann. Daneben sind kleinere Körner von demselben Mineral und von Quarz reichlich vorhanden. Der Biotit besitzt lappige,



Fig. 89.

Breccie von Naarajärvi in Lavia. Nicols gekreuzt.
Vergr. 18.

die Hornblende stenglige oder strahlige Formen, und auch für die übrigen Mineralien ist die Unregelmässigkeit der Formenbegrenzung und für das ganze Gestein das unkrautartige Durcheinanderwachsen der Gemengteile charakteristisch (Fig. 89). Auch die kleinen Granate, die sonst bessere Krystallbegrenzung zeigen, umschliessen zahlreiche Körner der übrigen Gemengteile, darunter auch Körnchen von Titanit und ziemlich spärlichem Magnetit.

Ein Verwitterungsgruss von archaischem Alter und in der Gestalt eines Hornblendegneisses! Dieses mag wohl seltsam vorkommen. Wir können aber auf die vielen ähnlichen und kaum weniger eigentümlichen Bildungen derselben Gegenden und besonders auf das seiner Struktur nach ziemlich analoge Gneissconglomerat von Suodenniemi hinweisen. Auch hoffe ich, dass Jedermann, der an Ort und Stelle

diese Bildung besieht¹, es zugeben wird, dass für die hier gegebene Deutung ganz zwingende Gründe vorliegen.

Auch an anderen Stellen in derselben Gegend findet man an der Grenze zwischen dem Schiefer und dem Granit ein Gestein, welches reich an Granaten ist und sonst von dem normalen Bestande abweicht. So an der Landstrasse im Osten vom Süden des Lavianjärvi, wo der Granit von einem dioritartigen Gestein vertreten wird, und am Nordufer des Sees Mouhijärvi, wo man in der Nähe des Contactes von Schiefer und Granit einen Fels aus dunklem granatreichem Hornblendgneiss findet. Dieser ist zwar durch einen kleinen Schieferfelsen, derselbe welcher die in Fig. 57 abgebildete discordante Schichtung zeigt, von der Hauptmasse des Granites getrennt, dürfte aber auch hier wie auf der Contactstelle von Lavianjärvi mit diesem genetisch zusammenhängen, obgleich er bei einer Faltenbildung in den Schiefer eingewickelt worden ist.

Auch der Granit, welcher die schmale bis an die Kirche Suodeniemi reichende Zone mitten in demselben Schiefergebiet bildet, hat eine Beschaffenheit, welche stellenweise so stark verändert worden ist, dass man ihn nur mit Schwierigkeit als einen Granit erkennen kann. Er wird nämlich äusserst deutlich schieferig, oft, wie z. B. im Felsen bei der Kirche, in einem solchen Grade, dass er einem Schiefer ähnelt. Mikroskopisch zeigt das Gestein auch einen überwiegenden Schiefercharakter, indem es aus parallel angeordneten Biotitblättchen und Hornblendestengeln und kleinen Feldspat- und Quarzkörnern zusammengesetzt wird. Spuren von dem einstmaligen Vorkommen grösserer Feldspate sind vielleicht die Anhäufungen von Feldspatkörnern, die man hier und da beobachtet. Gegen S.O. hin geht jedoch dieses schiefer-, beziehungsweise gneissartige Gestein allmählich in den typischen, grauen Gneissgranit über. Übrigens habe ich auf einer Stelle in dem Schiefer von Suodeniemi vereinzelt, aber ganz deutliche und wohlgerundete Gerölle beobachtet, die aus einem ganz ähnlichen, stark schieferigen Granit bestehen.

Die Gründe für die Annahme, dass die grauen, gneissartigen Granite und die mit ihnen genetisch verbundenen Diorite und Peridotite älter als die Tammerforschiefer sind, sind somit die folgenden:

1:0 das *Fehlen von Gängen* oder Intrusionen jeder Art an dem Contact gegen die Schiefer, während diese Erscheinungen an der

¹ Man entferne sorgfältig, wenn nötig durch Schürfung mit Feuer, die Flechtenbedeckung, welche auch wenn sie ganz dünn ist die Struktur stark verschleiert.

Grenze dieser Granite gegen die älteren Schiefer in so prägnanter Form auftreten;

2:o das Auftreten von eigentümlich veränderten Granitmodifikationen an der Grenze gegen die Schiefer, in ihrer typischsten Form als eine *Bodenbreccie* ausgebildet.

3:o Weiter findet man, wie schon früher (S. 26) erwähnt worden ist, in den Conglomeraten am Näsijärvi unter den *Geröllen* solche, die aus einem *Quarzdiorit* bestehen, welcher seiner Primärbeschaffenheit nach mit den Quarzdioriten übereinstimmt, die in Kalvola in unzweifelhaftem genetischem Verbande mit dem grauen gneissartigen Granit anstehen.

4:o Während nun diese Gerölle durch ihre Lage in dem nachgiebigen Schiefer gegen eine stärkere Metamorphose geschützt worden sind, sind die in grösseren Massen in dem Liegenden der Schieferformationen anstehenden granitischen Gesteine stets *äusserst stark mechanisch und chemisch metamorphosirt* worden. Diese *gneissartigen* älteren Granite unterscheiden sich somit ihrem Habitus nach von den weit *schwächer metamorphosirten* jüngeren Graniten. Auch diese Verschiedenheit, was den Grad der Metamorphose anbetrifft, liefert somit einen Grund für die Annahme, dass ein sehr bedeutender Zeitraum, während dessen die Ablagerung der sedimentären Schieferformation und ihre Aufrichtung zu senkrechter Lage vorsichging, das Hervordringen der beiden Granite trennte.

Beziehungen der Schiefer zu dem grauen porphyrtigen Granit.

Auf einem sehr grossen Teil der Contactlinie treten die Tammerforschiefer mit dem stark gepressten grauen porphyrtigen Granit in Berührung, welcher in der Gegend der Stadt Tammerfors eine Anzahl langgezogener Gebiete bildet, deren Längsausdehnung in O.—W, also parallel der Schieferzone verläuft. Diese Granitzone beginnt in Karkku, im Westen von der südwestlichsten Spitze der Schieferzone von Suoniemi. Am Ostrande derselben beginnt sie wieder, wird aber bald von neuem an der Westgrenze des grossen Schiefergebietes von Tammerfors quer abgebrochen. Die beiden letzterwähnten Grenzen verlaufen ganz quer gegen die Längsausdehnung des Granitgebietes (vergl. die Karte). In der Fortsetzung derselben Richtung findet man nun am Ostufer des Näsijärvi-Sees wieder denselben porphyrtigen Granit, anfangs als eine nur einige Hundert Meter breite Zone, dann als ein grösseres Gebiet an der Südseite der Schiefergebiete von Teisko und

Orivesi. Endlich trifft man denselben Granit noch an der *Nordseite* derselben Schieferzone in Kuhmois am Ostufer des Päijänne-Sees an.

Die sehr gleichartige, charakteristische Beschaffenheit des Gesteins in allen diesen Gebieten, ihre gemeinschaftliche Längenausdehnung und ihr Auftreten längs dem Contact gegen die Schiefer und gleiches Verhalten zu diesen lassen sie als abgeschnürte Teile derselben Lagergranitmasse erscheinen (vergl. die Karte). Da nun diese Granitmassen an den beiden Seiten der Schieferzone vorkommen und die Grenze gegen diese Schiefer oft quer gegen die Lagerung verläuft, so würde man, wenn der Granit jünger als die Schiefer wäre, erwarten, hier dieselben Intrusivcontacte wie an der Berührung zwischen den Schiefen und dem jüngeren im Norden davon anstehenden Granit zu finden. Ein detaillirtes Studium dieser Contacte lehrt uns aber hier ganz andere Erscheinungen kennen.

Zwar ist auf vielen Stellen die Grenze zwischen diesen Gesteinsmassen durch eine Thalkluft bezeichnet. Bei genauem Suchen findet man jedoch hier und da Felsen, in welchen der unmittelbare Contact beider Formationen zu sehen ist, und unter diesen Contactstellen giebt es einige, bei welchen die Verhältnisse ganz klar und überzeugend zu sein scheinen. Diese Stellen liegen in der schwer durchdringlichen Wildnis an den Grenzen zwischen Kangasala, Teisko und Orivesi, im Osten vom kleinen See Paalijärvi.¹

Hier steht im Norden Schiefer und im Süden davon porphyrtiger Granit in einer Menge meistens kleiner und niedriger Felsen an, die von feuchten Torfmooren umgeben werden. Folgt man der c. 2 Kilometer langen, in O.—W. verlaufenden Grenzlinie, so findet man Stellen, wo der unmittelbare Contact zwischen dem Schiefer und dem Granit sich auf einer Strecke von mehreren Metern beobachten lässt. In den glacialerodirten, ganz frischen, horizontalen Oberflächen der Felsen lassen sich ihre gegenseitigen Beziehungen sehr gut studiren. *Nirgends durchdringt der Granit den Schiefer in der Art eines jüngeren Eruptivgesteins.* Die Grenzlinie beider Gesteine hat einen sanft wellig gebogenen Verlauf und die Schichtung des Schiefers, die oft sehr gut hervortritt, *zeigt einen deutlichen Einfluss der Gestaltung der Grenzfläche.* Siehe Fig. 90, welche einen Teil des Contactes nach Photo-

¹ Diese wichtige, aber leider sehr schwer zugängliche Stelle lässt sich auf zwei Wegen erreichen. Entweder folgt man dem Pfad, welcher von dem Eisenbahnhaltpunkt Siitamaa nach Paalijärvi führt, oder auch fährt man mit dem Dampfboot von Tammerfors nach Paarlahti (Viitapohja) und geht von dort nach Hanhilahti, wo man einen Führer nach Paalijärvi nehmen muss.

graphie wiedergiebt. Meistens *verändert sich nichts in der Beschaffenheit des Schiefers*, wenn er näher an den Granit kommt, sondern noch in der unmittelbaren Berührung mit diesem zeigt er ganz dieselbe Zusammensetzung und Struktur wie weiter von dem Contacte. *Auch der Granit zeigt keinerlei endogene Contacterscheinun-*



Fig. 90.

Contact zwischen Phyllit mit deutlich erhaltener Schichtung und seinem aus porphyrtigem Granit bestehenden Liegenden. Horizontaler Fels O. von Paalijärvi in Kangasala.
 $\frac{1}{5}$ der nat. Grösse.

gen, sondern dasselbe grob porphyrtige Gestein setzt sich bis an die Contactfläche fort, was jedoch unwahrscheinlich wäre, wenn es eine später eingedrungene Eruptivmasse wäre. Zwar giebt es Stellen, wo der Granit zunächst dem Contacte etwas reicher an Muscovit ist und wie gebleicht aussieht. Dieses lässt sich ja aber leicht entweder durch eine ursprüngliche, vielleicht von der Verwitterung herrührende Veränderung der Oberfläche des Granitfelsens oder auch durch eine spätere Veränderung bei der regionalen Metamorphose erklären.

An einigen Stellen kann man beobachten, *dass die Ecken der porphyrischen Feldspatkrystalle des Granits in den Schiefer hineinragen*. An solchen Stellen, sowie überhaupt wo die Grenzlinie in kleinem Maassstabe scharf verlaufende Einbuchtungen oder Aussprünge zeigt, *richtet sich die Parallelstruktur des Schiefers auch im einzelnen nach den Unregelmässigkeiten der Grenzlinie*, so dass sich die Glimmerlamellen im Schiefer um diese Feldspatecken biegen. Siehe Fig. 91. Die Einbuchtungen der Grenzlinie sind somit später entstanden, als der Schiefer seine jetzige krystallinische Beschaffenheit erhielt, und sind auf Bewegungen in festem Zustande zurückzuführen.

Gelegentlich zeigt der Granit am Contact grössere, eigentümlich gestaltete Vorsprünge, welche wahrscheinlich schon ursprünglich als Erhabenheiten auf der Oberfläche des Granitfelsens existirten. Derjenige Teil des Schiefers, welcher in den Einbuchtungen an der Südseite von diesen Vorsprüngen, also ursprünglich *unter* ihnen lag, zeigt eine weniger deutliche Schichtung als sonst und enthält gröbere Teile, die wie Granitgruss aussehen. Diese Partien des Schiefers sind aber keineswegs krystallinischer als die übrigen und sind ebenfalls gegen den Granit scharf begrenzt.

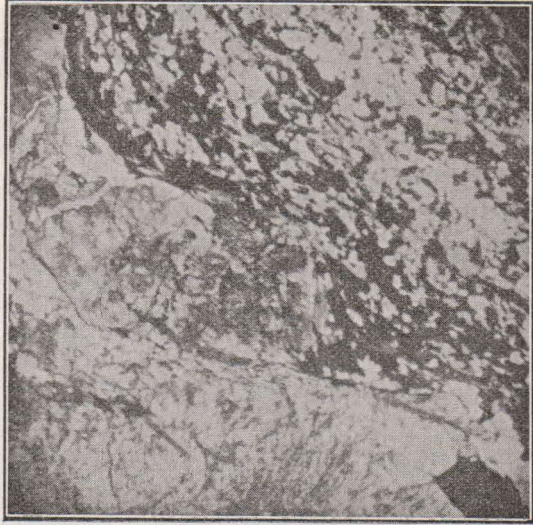


Fig. 91.

Contact zwischen porphyrtigem Granit (links unten) und Schiefer (rechts oben), in welchem die Glimmerlamellen nach den Unebenheiten der Grenzfläche gebogen sind.
O. von Paalijärvi in Kangasala. Gewönl. Licht.

Vergr. 18.

Nun hat ein günstiger Zufall gefügt, dass man hier, ausser den eben beschriebenen Contacten, welche sich so deutlich als diejenigen eines sedimentären Schiefers und seiner einstmaligen Unterlage bekünden, auch den Contact zwischen demselben Schiefer und einem ihn durchdringenden *jüngeren Granit* beobachten kann. Es giebt nämlich hier schmalere und breitere Gänge eines weisslichen Granites, welcher meistens muscovitreich ist und zum Teil in grobkörnigen Pegmatit übergeht. Er bildet auch bei Kutemajärvi und an anderen Stellen der Contactlinie kleine Massive und stimmt in einigen Varietäten vollständig mit den S. 116 beschriebenen, hellen Varietäten der jüngeren Granite überein. Er ist wie diese reich an Mikroklin, arm an dunklen Mineralien und zeigt besonders im Vergleich zum älteren porphyrtigen Granit eine von sekundären Einwirkungen nur wenig beeinflusste granitische Primärstruktur.

Die an den Contactstellen von Paalijärvi vorkommenden Gänge von diesem Granit verlaufen z. T. fast parallel der Schieferschichten, z. T. quer darüber (Fig. 92) und *einige dieser Gänge durchschneiden*

auch quer die Grenze von Schiefer und porphyrtartigem Granit, beide ebenso deutlich in der Art eines jüngeren Eruptivgesteins durchdringend (Fig. 93).



Fig. 92.

Phyllit mit deutlich erhaltener Schichtung, von einer Ader von jüngeren Granit durchsetzt. Horizontaler Fels zwischen Paalijärvi und Kutemajärvi, Kangasala.
 $\frac{1}{9}$ der nat. Gr.

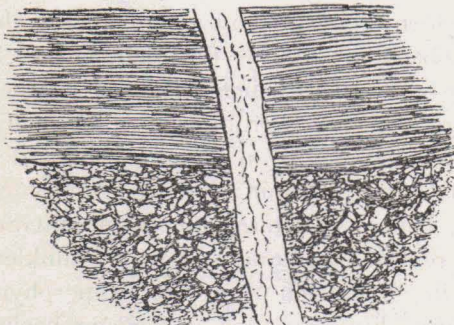


Fig. 93.

Porphyrtiger Granit und Phyllit, an der Grenze von einer Pegmatitader durchquert. Zwischen Paalijärvi und Kutemajärvi, Kangasala.
 $\frac{1}{10}$ der nat. Gr.

Der Gegensatz zwischen dem Verhalten dieses jüngeren Granits und demjenigen des älteren gegenüber dem Schiefer ist so gross wie man es nur wünschen kann, und bekräftigt noch mehr die Annahme, dass der porphyrtartige Granit älter als der Schiefer sei.

Während nun die Verhältnisse an diesen Contacten klar und überzeugend sind, giebt es andere, wo sie keineswegs eben so unzweideutig sind. Ehe ich nun zur Beschreibung der

am schwierigsten zu deutenden Contacterscheinungen übergehe, muss ich hier die Schilderung der Contacte des kleinen Schiefergebietes von *Suoniemi* mitteilen, weil sie wichtige Andeutungen zur Erklärung dieser schwierigsten Rätsel geben.

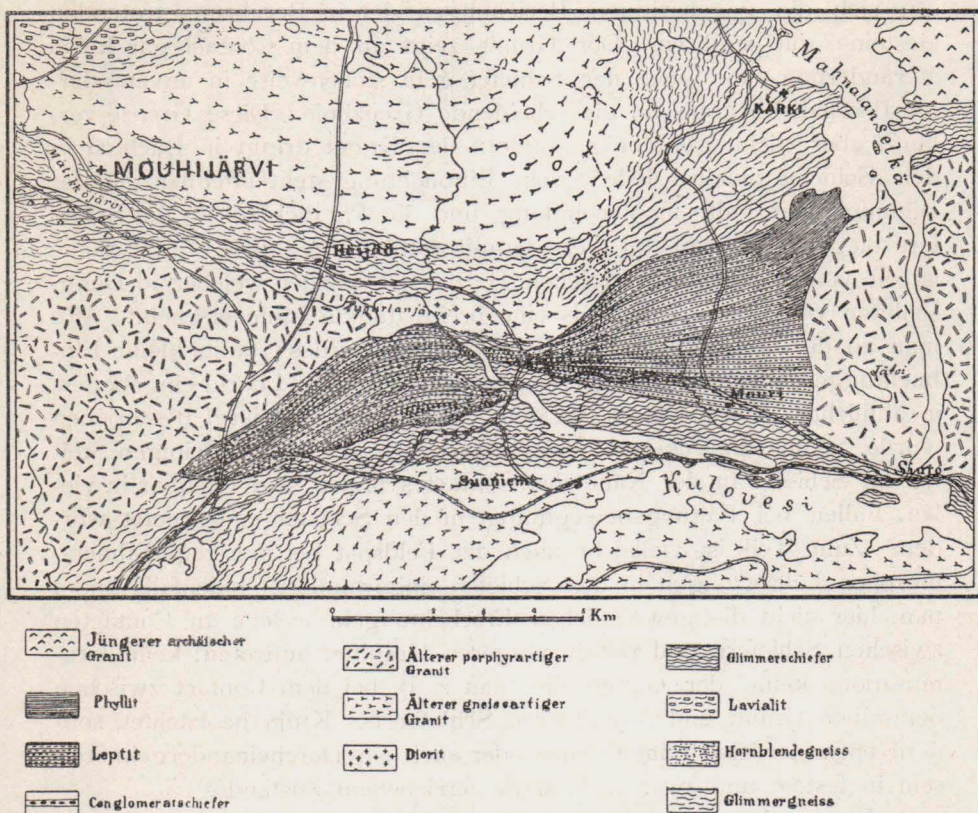


Fig. 94.

Das Schiefergebiet von Suoniemi und seine nächste Umgebung.

An der Westgrenze des Schiefergebietes von Suoniemi (siehe die nebenstehende Kartenskizze in Fig. 94), habe ich den direkten Contact zwischen Schiefer und porphyrtigem Granit nicht gefunden. Thalkluften trennen überall die beiden Formationen von einander. Dagegen findet man an der Ostgrenze desselben Schiefergebietes sehr einleuchtende Contactverhältnisse in der Gegend S. von Mahnalanselkä, wo die Grenze in N.—S., zuweilen fast quer gegen das Streichen der Schiefer verläuft. Etwa 2 Kilometer im Süden vom genannten See und ebenso weit im N.W. von der Kleinbauernhütte *Järvi* liegt mitten in der Wild-

nis ein steiler Fels, welcher grösstenteils aus Phyllit besteht. An dem östlichsten Abhang findet man aber Granit, welcher auch O. davon mehrere Felsen bildet. Die Grenze durchschneidet in vertikaler Richtung den östlichen Abhang, und besonders am Gipfel des Felsens lassen sich die gegenseitigen Beziehungen der in Berührung tretenden Gesteine gut studiren. Der Granit zeigt an dem Contact gar keine Veränderung, und auch der Schiefer geht stellenweise in unveränderter Beschaffenheit bis an die scheidende Grenzlinie. Diese Grenze verläuft aber nicht geradlinig, sondern der Granit dringt in Buchten in den Schiefer hinein. Jede solche Einbuchtung steht offenbar mit der Bildung einer Falte in Verbindung, und die Parallelstruktur des Schiefers biegt sich genau um diese Granitprotuberanzen. Die Contactfläche ist oft von einem glimmerreichen Harnisch bekleidet, welcher in Dünnschliffen von Contactstufen als eine breite dunkle Linie erscheint. Wo man an der Grenze zwischen den Gemengteilen des Granits kleine Einbuchtungen sieht, ist auch dieser glimmerreiche Rand darin eingebogen, in ähnlicher Weise, wie es bei dem Contact von Paaljärvi beschrieben wurde. Auch die eckigen Feldspatstückchen, die man an einigen Stellen im Schiefer in der Nähe des Contactes findet, sind offenbar in vielen Fällen bei Faltungsbewegungen in den Schiefer eingeknetet worden. Zum Teil ist vielleicht auch der Feldspat bei den regionalmetamorphem Umsetzungen in den Schiefer eingewandert. Jedenfalls findet man hier nicht die gewöhnlichen Erscheinungen, welche an Contacten zwischen Schiefen und relativ jüngeren Graniten auftreten: keine Granitisation, keine der Gänge, die man z. B. bei dem Contact zwischen demselben Granit und dem älteren Schiefer bei Kulju beobachtet, sondern entweder eine reine Grenze oder auch ein Durcheinandergeknetetsein in festem und zwar z. T. stark zerriebenem Zustande.

Im Norden von dieser Stelle beobachtet man den Schiefer und den Granit oft in einer Entfernung von einigen Metern von einander; nirgends findet man aber Gänge oder sonstige Erscheinungen, welche an den Contacten zwischen sedimentären Schiefen und später eingedrungenen Graniten aufzutreten pflegen.

Wenn nun somit nichts der Annahme widerspricht, dass der Granit schon vor der Bildung des Schiefers als feste Masse existirte und dass beide Gesteine bei der Aufrichtung der Schiefer, zwar nur in kleinem Maassstabe, in einander geknetet wurden, so giebt es andererseits keine ganz positive Beweise dafür, dass wir hier die *ursprünglichen* Contacte zwischen dem Schiefer und seiner Unterlage beobachten. Es wäre wohl *möglich*, dass eben diese Contacte *sekundär* bei einer Verwer-

fung entstanden seien. Die quer gegen die Parallelstruktur des Schiefers verlaufende Grenze scheint für eine solche Annahme zu sprechen. Da aber solche Grenzen auch auf anderen Stellen, wo diese Deutung nicht möglich erscheint, vorkommen, halte ich jedoch die Annahme für wahrscheinlicher, dass die Contacte auch hier primärer Herkunft sind.

Kehren wir nun wieder an das grosse Schiefergebiet der Näsi-järvigegend zurück. W. von dem genannten See habe ich den unmittelbaren Contact der betreffenden Formationen vergebens gesucht. Am Ostufer fand ich dagegen mehrere Contactstellen, welche mit den eben geschilderten eine recht grosse Analogie zeigen. In der Nähe des Busens *Aittolahti* bildet der Granit nur eine schmale Zone zwischen den Schiefeln und den im Süden von ihnen anstehenden stark gefalteten, glimmerreichen Adergneissen, in welchen auch die Granitadern und -linsen zum grossen Teil aus diesem porphyrtigen Granit bestehen.

Der Granit dieser schmalen Zone sieht hier zum grossen Teil gleichkörnig aus, enthält relativ reichlich Muscovit und besitzt eine ausgeprägte Parallelstruktur. U. d. M. erkennt man, dass das Gestein einer äusserst starken Kataklyse ausgesetzt worden ist. Die grösseren Feldspatkrystalle sind dabei zerdrückt worden und das Gestein übrigens förmlich zerrieben. Stellenweise tritt jedoch der Gesteinscharakter noch deutlich genug hervor, und im Osten geht dieses Gestein allmählich in den typischen porphyrtigen Granit über.

Die Schieferformation ist hier wieder meistens durch eine Thal-
kluft von den im Süden anstehenden Formationen getrennt. Der petrologische Contrast zwischen den überaus stark gefalteten gneissartigen Schiefeln und den geradschieferigen, fast thonschieferartigen, schwarzen Phylliten im Norden ist schon sehr auffallend und bezeugt, dass wenigstens diese beiden Schieferformationen, wie wir im folgenden ausführlicher darthun werden, von einer Discordanz getrennt sind. Dabei ist es aber auch sehr auffallend, dass die Gänge und Linsen von porphyrtigem Granit, von denen die gneissartigen Schiefer strotzen, plötzlich aufhören, wenn man an die Schieferformation gelangt.

Nur auf vereinzeltten Stellen findet man in der Nähe der Contactlinie auch in dem Phyllit Partien von mehr oder weniger stark mechanisch verändertem, aber doch gut erkenntlichem porphyrtigem Granit. So z. B. bei der Wassermühle N. von *Laajalahti*, wo der Granit z. T. linsenartige, gegen den Schiefer scharf begrenzte Einlagerungen, auf einer Stelle aber auch ein quer gegen die Durchschieferung abgebro-

chenes Fragment bildet. Dieses konnte nur als feste Masse in den Schiefer gelangen.

Eine Strecke weiter Nordwärts von den Felsen, wo solche Einschlüsse von Granit vorkommen, findet sich eine Zone, wo der Schiefer zahlreiche Quarzadern enthält, die vielleicht durch dieselben Störungen gebildet wurden.

In der Nähe von *Palo* in Messuby findet man einen anderen Contactfelsen, in welchem der stark gefaltete Schiefer Granitpartien enthält, die offenbar bei diesen Faltungsbewegungen dahineingeknetet wurden. Harnischartige, von Biotit bekleidete Flächen trennen auch hier die beiden Gesteine von einander.

Zwischen diesen Contactstellen und Paalijärvi habe ich wieder nirgends den unmittelbaren Contact finden können. Gänge von Pegmatit kommen an mehreren Stellen der Contactlinie vor.

Im Osten von Paalijärvi und zwar besonders zwischen dem See Kutemajärvi und Pappilanselkä kann man wieder die Contactverhältnisse gut studiren. Sie sind aber sehr verwickelt und schwer zu deuten, so dass man hier vielleicht den schwierigsten Problemen der ganzen untersuchten Gegend begegnet. Im Osten von Kutemajärvi kann man auf einer Strecke von mehreren Kilometern *keine scharfe Grenzlinie* finden, sondern an der Grenze findet man in demselben Felsen bald Phyllit, bald porphyrtigen, bald endlich gleichkörnigen Granit, und die Beziehungen dieser Gesteine erscheinen sehr unklar. Im bewaldeten Terrain ist es auch schwierig gute Aufschlüsse zu finden. Glücklicherweise werden aber Felsen, welche auch von demselben Gemisch der drei Gesteine bestehen, von der Eisenbahn W. von dem Bauernhof Karppi durchschnitten. Hier lassen sich ihre gegenseitigen Beziehungen in den Sprengungen sehr gut studiren und wir werden jetzt versuchen, diese verwickelte Verhältnissen wenn möglich zu erklären.¹

¹ Bei der Excursion der Teilnehmer des geologischen Congresses in S:t Petersburg im Sommer 1897 wurde ich durch eine Änderung des Programmes gezwungen, diese Stelle vorzuweisen, obgleich ich wie ich mehrmals hervorgehoben habe auf dieselbe keine positiven Schlussfolgerungen gegründet habe (vergl. Fennia 8, N:o 4, S. 53 und besonders Fennia 12, N:o 3, S. 17: »Jag har ej heller på denna skärning grundat några som helst positiva slutsatser.«) und somit diese Stelle eigentlich eher als Beispiel der Schwierigkeiten, die dem Geologen bei der Deutung der Geotektonik des Grundgebirges entgegentreten, denn als ein Gelenk der Beweisführungskette gelten konnte. Da es mir dabei unmöglich war, die anderen Contactstellen, auf welche ich meine Schlussfolgerungen gebaut hatte, vorzuzeigen, bin ich jetzt genötigt, meine Beobachtungen und Versuch sie zu deuten etwas ausführlicher, als ich es sonst gethan hätte, darzulegen. Da aber jeder Geologe mit Recht mehr Gewicht auf diejenigen Beobachtungen legen muss, die er selbst gemacht, als darauf, was ihm nur erzählt wird,

In den westlichen dieser Einschnitte kommt ein Gemisch von Schiefer und breiteren und schmälere, lagergangähnlichen Massen von porphyrtigem Granit vor. Westlicher trifft man dagegen nebst Schiefer einen hellgrauen gleichkörnigen Granit, welcher hier den Schiefer in zahlreichen Gängen durchdringt. Er enthält auch zerfetzte Einschlüsse von schwarzem Schiefer, an deren Grenze der Granit einen quarzreichen Rand von ganz schneeweisser Farbe zeigt und zugleich *Turmalinnadeln* in reichlicher Menge enthält. Auch auf anderen Stellen enthält der Granit Turmalin als Ausfüllung schmaler Adern, an deren Grenzen das Gestein auf einer Entfernung von 2 cm in ähnlicher Weise gebleicht worden ist, in dem der Biotit vollständig verschwunden und auch der Feldspat z. T. durch Quarz ersetzt worden ist, in welchem eine Menge kleiner Interpositionen eine Andeutung der ursprünglichen Contouren der Feldspate giebt. Es ist ein sehr schönes Beispiel pneutamolytischer Einwirkungen. Dieser Granit hat fast dieselbe Farbe wie der porphyrtige Granit, und da er auch von diesem Einschlüsse führt, welche ziemlich unscharf gegen ihn begrenzt sind, könnte man geneigt sein, sie als verschiedene Strukturvarietäten derselben Magmamasse zu deuten.¹ Gegen eine solche Deutung sprechen aber viele Thatsachen auf die entschiedenste Weise. Der gleichkörnige Granit ist seiner Zusammensetzung und mikroskopischer Struktur nach von dem porphyrtigen völlig verschieden. Dieser zeigt wie alle mit ihm genetisch verbundenen Granite äusserst *starke Kataklaserscheinungen* und sonstige metamorphe Einwirkungen, während jener vollständig mit den S. 116 beschriebenen, in dem grossen Gebiet jüngeren Granites vorkommenden, relativ *schwach metamorphosirten* grauen Graniten übereinstimmt, und wie diese hauptsächlich aus Mikroklin mit schöner Gitterstruktur und zwischenliegenden Quarzpartien besteht, deren äussere Begrenzung trotz der Zerteilung in verschiedene Felder noch gut erhalten ist. Biotit ist in relativ spärlicher Menge vorhanden, was die helle Farbe bedingt, Muscovit in der Regel anwesend. Das Gestein ist auch makroskopisch ganz massig, und es ist deswegen

so kann ich eigentlich nicht hoffen, dadurch das Unrecht, das ich gegen die von mir selbst vertretene Ansicht gethan, wieder gut zu machen. Vielleicht wird es mir aber in Zukunft vergönnt sein, nochmals und dann vollständiger diese Contacte verehrten Collegen vorzuzeigen, um dann nach der Vorlegung meines ganzen Beobachtungsmateriales ihr erneutes Urtheil darüber zu erfahren.

¹ Dieses ist auch die Ansicht Professor Wiiks, welcher alle die auf dieser Stelle im Süden der Schieferformation anstehenden Granite für jünger als die Schiefer hält. Vergl. Fen-
nia, 12, N:o 2. S. 11.

offenbar, dass der *porphyrtartige Granit vor dem Hervordringen dieses jüngeren Granites die Faltungsbewegungen durchgemacht hatte, welche ihn so stark mechanisch verändert und ihm seine gneissartige Struktur verliehen haben*. Übrigens zeigen beide Granite hier auf mehreren Stellen ganz scharfe Grenzen. Dass sie wieder an anderen sich innig verwoben zeigen, kann Niemand befremden, der die Granitisationsercheinungen derselben und anderer benachbarten Gegenden kennen gelernt hat, von welchen wir auch im vorhergehenden eben aus den Graniten desselben Alters so viele Beispiele citirt haben.

Wären nur die Verhältnisse der beiden Granite an der betreffenden Stelle noch zweideutig, so kann man leicht in der Nähe weitere und völlig entscheidende Beobachtungen über denselben Gegenstand anstellen. Derselbe schwächer metamorphosirte, gleichkörnige Granit kommt nämlich, wie aus der Karte hervorgeht, an zahlreichen Stellen längs derselben Contactlinie vor, wie auch a priori zu erwarten ist, da bei der verschiedenen Widerstandsfähigkeit der Schieferformation und der im Süden anstehenden Granit- und Gneissmassen an der Grenzfläche derselben leicht klaffende Spalten entstehen mussten.

In dem grössten dieser Massive, demjenigen von Eräjärvi, ist der Granit z. T. rötlich, z. T. grau und stimmt seiner Beschaffenheit nach vollständig mit dem im Norden von den Schiefen anstehenden jüngeren Granit überein. Wo er an der Grenze die Schiefer in zahlreichen Gängen durchdringt, wird er oft (besonders an der südlichsten Spitze der Landzunge O. von Pappilanselkä) *pegmatitisch*. Gänge von ähnlichem Pegmatit durchdringen auch überall den benachbarten porphyrtartigen Granit.

Die westlichste Spitze von diesem grösseren Gebiet von jüngerem Granit liegt auf einer Entfernung von nur zwei Kilometern von dem betreffenden Massiv, welches von der Eisenbahn durchschnitten wird, und, wie schon erwähnt wurde, findet man kleine Massive von einem ähnlichen Granit an der Contactlinie auch im Westen von dieser Stelle, so besonders bei Kutemajärvi, wo er wieder in Pegmatit übergeht, und endlich im Osten von Paalijärvi. An allen diesen Stellen ist er petrologisch von dem porphyrtartigen Granit sehr verschieden, und an der zuletzt erwähnten *durchdringt er in Gängen die Grenze zwischen diesem und dem Schiefer*. Vergl. S. 174 und Figg. 92 u. 93.

Es kann somit als bewiesen angesehen werden, dass *an der Contactlinie zwischen der Schieferformation und dem im Süden davon anstehenden, stark gepressten porphyrtartigen Granit auch ein gleichkörniger, weit schwächer metamorphosirter Granit auftritt, welcher oft*

arm an dunklen Mineralien ist, in Pegmatit übergeht, nicht selten Turmalin enthält und sowohl makro-, wie mikroskopisch mit gewissen Varietäten der im Norden von den Schiefen anstehenden Granite übereinstimmt. Er durchdringt den Schiefer gleichwie den porphyrtigen Granit, wobei auf vereinzelt Stellen die Vermengung dieser Gesteine recht innig wird.

Kehren wir nach dieser etwas langen, aber notwendigen Digression wieder an die Contactstellen W. von Karppi zurück.

In den westlichen Eisenbahneinschnitten findet man wie schon erwähnt wurde den Contact zwischen dem typischen porphyrtigen Granit und dem phyllitischen Schiefer, der im Norden davon ansteht. Dass

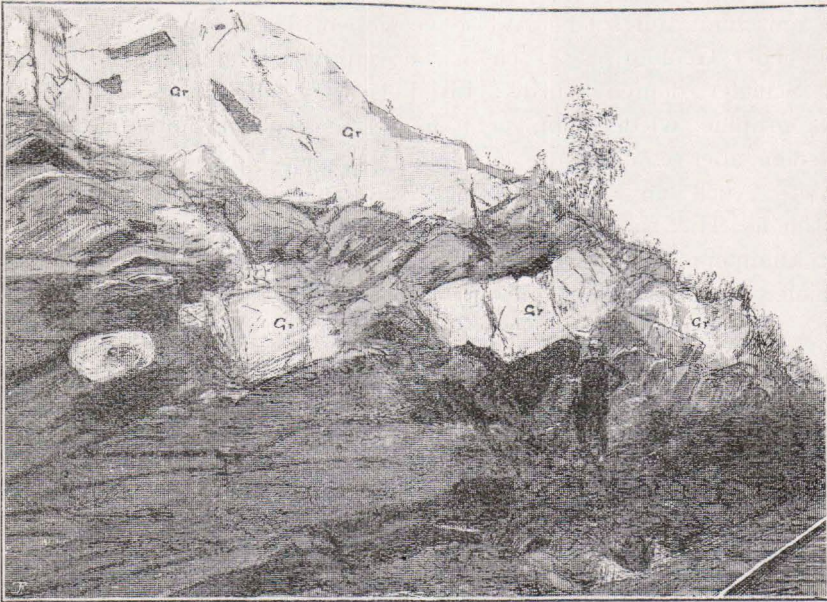


Fig. 95.

Sprengung durch Schiefer in Contact mit porphyrtigem Granit. Eisenbahn 5 km W. von Karppi in Orivesi. Gr = porphyrtiger Granit. Vergl. den Text.

dieser Schiefer wirklich zu den »Tammerforsschiefern« gehört und nicht als eine schollenartige Partie des älteren Schiefers betrachtet werden kann, der in demselben Granitmassiv vorkommt und von dem Granit durchdrungen wird, geht aus den Verhältnissen im Felde sowie aus der Beschaffenheit deutlich hervor. Der ältere Schiefer hat dort überall, offenbar durch die Contacteinwirkung des Granites, die Beschaffenheit

eines Glimmerschiefers oder eines Adergneisses angenommen. Der hier vorliegende Schiefer ist dagegen überwiegend von phyllitischem Charakter und enthält in der unmittelbaren Nähe der Contactstelle sowie auch am Ufer des Pappilanselkä eingelagerte *Conglomeratbette*, in welchen zwar die Gerölle klein sind und die Beschaffenheit sonst ziemlich untypisch ist, die aber doch ganz unzweifelhafter Natur sind. Da nun Conglomerate bisjetzt nicht in den älteren Schiefen beobachtet worden sind, bildet dieses einen starken Grund gegen die Annahme, dass der Schiefer zu diesen »älteren« gehören könnte.

Dieser Schiefer, der somit sicher zu den Tammerforssschiefen gehört, und derselbe porphyrtartige Granit, der sich bei Paalijärvi so deutlich als ihrem Liegenden angehörig bekundete, sind nun in dem erwähnten Einschnitt auf solche Weise verwoben, dass bei dem ersten Blick wohl jeder Geologe es als einen von eruptiven Granitgängen durchsetzten Schiefer deuten würde. Im Felsen, welchen Fig. 95 nach einer Photographie wiedergiebt, sieht man oben Granit, unten Schiefer, in welchem aber eine Menge lagergangähnlicher Massen von Granit auftreten. Auch im Granit liegen Schieferpartien, die wie Einschlüsse aussehen. Hier sind wohl die Granitmassen meistens ziemlich dick, oft fast klumpenförmig. In benachbarten Einschnitten findet man aber im Schiefer auch schmalere Adern, die von einem zwar stark zerriebenen, aber doch als solcher erkennbaren porphyrtartigen Granit bestehen.

Vergleicht man aber nun das in Fig. 95 abgebildete Gemisch von Schiefer und Granit mit solchen Mischungen, die erweislich als Schiefer mit im Magmazustande eingedrungenen Granitadern zu deuten sind, z. B. mit den im Fig. 73 u. 82 abgebildeten Gesteinen, so finden wir recht bedeutende Verschiedenheiten. In diesem Falle sind die beiden Gesteine wie zusammengegoßen, der Granit dringt in den feinsten Adern in den Schiefer ein, und sie verhalten sich gegen Sprengung und Anschlag wie eine einheitliche Masse. Hier dagegen ist die Grenzfläche meistens mit reichlichem Biotit (vergl. Fig. 95) bekleidet und hat zuweilen den Charakter eines Harnisches, und die beiden heterogenen Elemente des Mischgesteins trennen sich auch bei der Zersprengung leicht von einander. Die ganze Felswand hat daher in dem Einschnitte ein zackiges Aussehen, welches ich in Sprengungen durch Felsen von Adergneiss noch niemals beobachtet habe.

Die schwache Continuität und Harnischbildung an der Grenze deutet an, dass die Gesteine hier bei Bewegungen im festen Zustande mit einander in Berührung gekommen sind. In der That ist

das Eindringen der Granitmassen hier auf vielen Stellen erweislich im Zusammenhang mit einer Faltenbildung geschehen und man findet auch im Granit Schieferpartien, die in ähnlicher Weise den Granit gangartig durchqueren und oft sogar feine Sprünge in diesem ausfüllen.

Wenn der porphyrtartige Granit schmalere Adern in dem Schiefer bildet, ist er stets stark mechanisch zerdrückt, so dass die grösseren Feldspatkrystalle fast vollständig verschwunden sind. Wenn man sich nun erinnert, wie auch der Quarz bei der Pressung einer festen Gesteinsmasse sich fast wie eine fließende Masse bewegen kann (vergl. die Schwanzporphyre!), so ist es nicht schwer sich vorzustellen, dass der stark gepresste Granit hier eine so grosse Plasticität besessen haben konnte, dass er das Vermögen erhielt, auch in feinere Spalten einzudringen. Diese Erscheinungen erinnern ja auch recht sehr an diejenigen, welche wir bei den früher beschriebenen Contactstellen beobachtet haben, wo offenbar eine Einfaltung im festen Zustande stattgefunden hatte.

In einem Teil der feineren Adern ist jedoch der Granit *gleichkörnig* und *führt oft Turmalin* und *muss in diesem Falle von dem Magma des in der Nähe anstehenden jüngeren Granites herrühren*, der wie wir oben (S. 179) erwähnt haben, von einem Turmalingehalt gekennzeichnet wird. Oft findet man aber Turmalinnadeln auch an der Grenze zwischen dem Schiefer und den grösseren Massen von porphyrtartigem Granit, ein Beweis dafür, dass die ganze Masse sehr innig mit dem Magma des jüngeren Granites, oder den ihm folgenden »mineralisateurs« vermischt wurde.

Ogleich es nun recht schwierig sein dürfte, in den Einzelfällen zu entscheiden, welche Teile von diesem intricaten Gemisch dem Schiefer, welche jedem der beiden Granite zugehören, so scheint mir doch die im obigen gegebene Erklärung die einzige zu sein, welche die scheinbaren Widersprüche einigermaßen beseitigt.

Man kann wohl einwenden, dass dieses eine verwickelte Deutung für Verhältnisse ist, die doch beim ersten Blick recht einfach erscheinen. Aber wenn man sich die Sache etwas näher überlegt, wie wäre wohl anderes zu erwarten, als dass die Verhältnisse hier ziemlich verwickelter Art werden mussten. Eine Sedimentformation, deren Mächtigkeit wahrscheinlich mehrere Tausend Meter betrug, ist hier *längs einer Strecke von 50 Kilometern senkrecht aufgerichtet* worden. Gleichzeitig mit dieser Dislocation, bei welcher dieses Schichtsystem offenbar tief in die Erdkrinde gepresst wurde, *fanden sich im Norden davon schmelz-*

flüssige Massen von granitischem Magma, nach ihrer Erstarrung ein Massiv bildend, dessen Flächenausdehnung über 23,000 km² beträgt. Dieses Magma drang auch auf vielen Stellen an die Contactfläche der Sedimentformation und ihres Liegenden ein, beide aus einander spaltend und oft sowohl die Schiefer wie ihre Unterlage innig durchdringend. Ist es wohl merkwürdig, dass bei einer Contactfläche solcher Art Erscheinungen uns entgegentreten, die graduell und z. T. auch substantiell von denen abweichen, denen wir in den höheren Teilen der Kettengebirge, wo keine Magmainjection gleichzeitig mit der Faltung vorkam, oder in der Nähe der in höheren Niveaus erstarrten Magma-massen zu begegnen gewohnt sind? Principiell liegt auch der einzige Unterschied zwischen den zwei möglichen Deutungen darin, dass man in einem Falle annimmt, dass ein jüngerer Granit nur *auf einzelnen Stellen* an die Grenze zwischen die Schieferformation und ihr Liegendes eingedrungen ist und die gegenseitigen Beziehungen dieser beiden Formationen verschleiert hat; im anderen Falle, oder wenn man glaubt, dass auch der porphyrtartige Granit von jüngerem Alter als die Schiefer sei, nimmt man an, dass Granit-injection längs der *ganzen* Grenze stattgefunden hat (vergl. die Karte): also eigentlich nur eine übertriebenere Form derselben Annahme.

Wie wir im folgenden finden werden, steht die vorige Annahme auch mit der allgemeinen Vorstellung, welche wir uns über die Natur der Discordanzen im Grundgebirge bilden können, in vollem Einklang.

Aber es ist ja hier vor allem nicht die Rede von theoretischen Anschauungen, sondern von der Deutung von Thatsachen. Ob ich die richtige Erklärung dieser Thatsachen gefunden habe, darüber mag die Zukunft entscheiden. Ich werde auch selbst meine Beobachtungen hier fortsetzen, um dadurch weitere Beiträge zur Deutung dieser schwierigen Rätsel liefern zu können. Eins, hoffe ich, geht aber schon aus der im vorigen gegebenen Darstellung hervor, nämlich dass die Verhältnisse hier wie überhaupt im Grundgebirge gar zu verwickelt sind, um sie mit der am nächsten zur Hand liegenden Deutung zu enträtseln, oder um auf einer einzigen Stelle erklärt zu werden. Im Gegenteil hat wohl jeder Geologe, der sich mit der Deutung des Baues von diesem Complex beschäftigt hat, dieselbe Erfahrung gemacht, wie wir in dieser Gegend und besonders an dieser Contactlinie: nämlich dass die Beobachtungen, welche auch an nahe liegenden Stellen angestellt werden, einander vollständig widersprechen, so dass man im Anfang von diesen Widersprüchen ganz zur Verzweiflung gebracht wird und erst langsam und allmählich zu einer Deutung gelangt, welche sich

auch bei der Feuerprobe fortgesetzter Beobachtungen bewährt und zu fest gewurzelter Überzeugung werden kann.

Resumieren wir nun die Schlüsse, zu welchen wir bezüglich der Beziehungen zwischen den Tammerforschiefern und dem hauptsächlich im Süden von ihnen anstehenden grauen porphyrtigen Granit gekommen sind, so ergiebt sich folgendes:

1:0 Der betreffende Granit ist überall viel *stärker mechanisch und chemisch metamorphosirt als alle diejenigen Granite, welche diese Schiefer eruptiv durchdringen*. Er ähnelt durch seinen gneissartigen Habitus dem gleichkörnigen Granit, der wie wir bewiesen haben dem Liegenden der Schieferformation angehört, und ist mit diesem im Felde innig verbunden. Die angeführten beiden Umstände sprechen schon an und für sich dafür, dass auch der porphyrtige Granit älter als der Schiefer ist.

2:0 An der Contactstelle von Paalijärvi zeigt die Beschaffenheit der Contactfläche mit voller Evidenz, dass der Granit die Unterlage gebildet hat, auf welcher sich die jetzt senkrecht stehende Sedimentformation ablagerte. Es kommen hier weder Apophysen von dem Granit noch endogene oder exogene Contacteinwirkungen irgend welcher Art vor. Die Gänge von jüngerem Granit, welche hier sowohl die Schiefer wie den porphyrtigen Granit durchschneiden, sind von diesem scharf getrennt.

Auch an den meisten anderen Contactstellen ist die Abwesenheit der Apophysen sowie der contactmetamorphen Erscheinungen, welche bei den Contacten mit den jüngeren Graniten in so prägnanter Form auftreten, sehr auffallend. Das Vorkommen von porphyrtigem Granit als protuberanzenartige oder lagergangähnliche Massen im Schiefer in der unmittelbaren Nähe des Contactes lässt sich auf einigen Contactstellen, besonders deutlich bei Järvi in Suoniemi, auf eine *Einfaltung in festem und zwar stark zerriebenem Zustande* zurückführen.

Verwickelter sind dagegen die Verhältnisse an solchen Stellen, wo gleichzeitig mit dieser mechanischen Einfaltung auch ein Eindringen vom jüngeren Granit im Magmazustande vorsichgegangen ist. Hier wird, wie überhaupt überall, wo eine solche innige Einmischung von Granitadern im Zusammenhang mit gewaltigen Dislocationen stattgefunden hat, die ursprüngliche Geotektonik stark verschleiert und ist schwer zu deuten. Beispiele solcher Contactstellen fanden wir bei der Eisenbahn W. von Pappilanselkä in Orivesi, in der Nähe eines grösseren Gebietes von an der Grenze zwischen den Schiefnern und ihrem Liegenden eingedrungenen jüngeren Granit. Derselbe Granit fand sich

auch in kleineren Gebieten mehrorts längs derselben Contactlinie und war an dem Contact an der Eisenbahn mit dem Gemenge von Schiefer und darin mechanisch eingefaltetem porphyrartigem Granit sehr innig verwoben. An den meisten Stellen war er aber von diesen Gesteinen scharf getrennt und stimmte in seiner petrologischen Beschaffenheit sowie seinem Auftreten mit den schwächer metamorphosirten Graniten vollständig überein, welche im Norden von den Schiefen vorkommen und dieselben überall durchdringen.

Wollte man nun aus den Verhältnissen auf solchen Stellen auf die ursprünglichen Beziehungen der beiden in Berührung tretenden Formationen folgern, so wäre dieses eben so unberechtigt, wie wenn man die ursprüngliche Beschaffenheit der sedimentären Formation dort studiren würde, wo sie durch die Einmischung von Granitadern zu Adergneissen verwandelt worden, und nicht dort, wo sie am besten erhalten ist. Die entgegengesetzte Verfahrungsweise anwendend, haben wir hier versucht, sowohl bei der petrologischen Beschreibung wie bei der Schilderung der Contactverhältnisse von dem bekannten zum unbekanntem vorzugehen, und also die am schwierigsten zu deutenden Erscheinungen durch die leichter zu enträtselnden zu beleuchten.

Beziehungen der Tammerforsschiefer zu den älteren Schiefen.

Wenn wie wir hier beweisen wollen, eine Discordanz die sedimentären Tammerforsschiefer von ihrem Liegenden trennt, so muss sie sich ja auch und vor allem in dem Verhalten zu denjenigen in der Gneissformation vorkommenden Schiefen und schieferartigen Gneissen zeigen, welche, wie ihre petrologische Beschaffenheit zeigt, vollständig oder zum wesentlichen Teil aus sedimentärem Material bestehen.

Dennoch können wir nicht erwarten, dass diese Discordanz sich hier wie gewöhnlich durch verschiedenes Einfallen und Streichen äussern soll. Denn da alle die Schichten oder Schieferungsflächen der Schiefer dieser Gegend, ihr Alter sei welches es will, überwiegend fast senkrecht stehen, und diese Sedimentschichten somit äusserst stark dislocirt worden sind, so genügt nicht eine geringe Verschiedenheit in der Lage der Schichten, um ihr verschiedenes Alter darzuthun. Dagegen kann sich dieses verschiedene Alter sowohl dadurch Kund geben, dass *gewisse Granite einige sedimentäre Schiefer durchdringen, andere nicht*, wie auch darin, dass *die ältere Formation*, wenn sie mehr Faltungsbewegungen als die jüngere mitgemacht hat, *in ihrer Struk-*

tur und Beschaffenheit eine stärkere Einwirkung dieser Dislocationen und der damit verbundenen Metamorphose zeigt.

Durch die Beschreibung der Contactverhältnisse der grauen gneissartigen Granite und der mit ihnen genetisch verbundenen Gesteine, welche überall an den Grenzen die Schiefer der Gneissformation in zahlreichen Adern und Gängen durchdringen, während sie dagegen, wenn die obige Darstellung richtig ist, sich an den Contacten älter als die Tammerforschiefer zeigen, versuchten wir schon darzuthun, dass der früher angeführte Grund für die Annahme einer Discordanz hier wirklich vorliegt. Wir werden nun zur Betrachtung der direkten Contacte der sedimentären Schiefer verschiedenen Alters übergehen, und dadurch versuchen zu zeigen, dass auch der zweite Grund für diese Annahme vorhanden ist.

Wie aus der Karte ersichtlich, grenzt das Schiefergebiet von *Kankaanpää* in seinem westlichen Teil in einer Strecke von 10 Kilometern an den im S.W. davon anstehenden glimmerreichen Gneiss. Zwar werden die beiden Formationen auf einem grossen Teil der Strecke von einer Thalkluft getrennt, die z. T. von dem See Hapuanjärvi eingenommen wird. Auch auf dieser Strecke zeigt sich jedoch der Contrast zwischen den im N.O. anstehenden Schiefnern mit ihrer gerade verlaufenden Schieferigkeit und oft deutlich erhaltenen Schichtung einerseits und den äusserst stark gefalteten und metamorphosirten gneissartigen Glimmerschiefnern im S.W. anderseits. Stellenweise enthält wohl auch der jüngere Schiefer zahlreiche Adern und Linsen von rotem porphyrtartigem Granit und wird dann selbst gneissartig, aber dieser »jüngere Adergneiss« ist auch seinem Habitus nach von dem alten Gneiss leicht zu trennen.

An der Südseite des Sees *Verttjärvi* macht die Grenze der beiden Formationen eine quere Biegung, indem die Schieferformation hier eine schmale Zunge zwischen dem Adergneiss und den im S. davon anstehenden Diorit einschiebt. In einem Fels, der im Norden vom Bauernhof *Mustaniemi*, S. von Verttjärvi, liegt, findet man auf der Südseite einen typischen Schiefer und zwar *Hornblendeschiefer* (vergl. S. 103), welcher hier eine recht deutlich hervortretende *Schichtung* zeigt, die wie gewöhnlich senkrecht, aber *ganz geradlinig* verläuft. In einer Entfernung von drei Metern davon findet man den typischen, *gewaltsam gefalteten* glimmerschieferartigen Gneiss, von dem wir in Fig. 84 eine Abbildung gegeben haben, die von einer Stelle, welche etwas weiter nordwärts liegt, genommen ist.

Diese so überaus unähnlich aussehenden Gesteine können unmög-

lich als verschieden stark dislocirte und metamorphosirte Teile derselben Sedimentformation angesehen werden, sondern der auffallende und zwar sowohl im grossen wie an dem Contact im einzelnen hervortretende Contrast der beiden sedimentären Formationen ist nur dadurch erklärlich, dass *die ältere schon vor der jüngeren eine Faltungsperiode durchgemacht hat.*

Auf der nördlichsten Spitze der Schieferzone von *Lavia*, wo dieselbe mit den gneissartigen Schiefen in Berührung tritt, ist auch der jüngere Schiefer durch die Injection von zahlreichen Pegmatitadern gneissartig geworden, und die Grenze der beiden Formationen lässt sich deswegen hier nicht gut ermitteln. Auch an der Südspitze derselben Schieferzone ist das Gestein z. T. gneissartig, hier ist jedoch der petrologische Contrast zu denjenigen Gneissen, die im W. davon anstehen und auch von den gneissartigen älteren Graniten durchsetzt werden, recht ausgeprägt. In der Nähe des Contactes trifft man hier ein charakteristisches Gestein, welches reichlich Muscovit in kleinen Rosetten führt und einen lageweisen Wechsel verschiedener Varietäten erkennen lässt. Es ist ein äusserst stark metamorphosirtes, altertümlich aussehendes Gestein, in dessen Zusammensetzung man weder einen veränderten Granit noch einen sedimentären Schiefer mit Sicherheit erkennen kann; gegen S.W. hin findet man auch mehr typische, aber ebenfalls stark metamorphosirte Adergneisse. Der jüngere Schiefer zeigt dagegen hier trotz der erlittenen Metamorphose noch deutlich erhaltene primäre Züge, zuweilen sogar in erstaunlicher Deutlichkeit, (Fig. 58, S. 104) und wird etwas nördlicher auch phyllitisch und enthält dann sehr typische Conglomeratbette.

Acht Kilometer nach S.O. von der südlichsten Spitze des Nord-Lavia-Gebietes beginnt das Schiefergebiet von *Lavia—Suodeniemi* als eine Anfangs nur ganz schmale Zone, welche sich von hier nach S.O. erstreckt und im S.W. grösstenteils an dasselbe Gebiet von gneissartigen Schiefen grenzt, dessen Beziehungen zu dem Nord-Laviagebiet wir eben geschildert haben.

Auch in demjenigen Teil desselben Gebietes, der S. von *Karhijärvi* liegt, findet man eine Menge charakteristischer Gesteinsvarietäten, welche auf keiner Stelle in den »Schiefergebieten« derselben Gegenden beobachtet worden sind. So den schon erwähnten grobflaserigen, geradschieferigen, durch das reichliche Vorkommen kleiner Muscovitrosetten charakterisirten Gneiss, weiter den quarzreichen Schiefer, welcher seiner Beschaffenheit nach mit den Quarzitgeröllen des Conglomerates von *Harju* in *Lavia* nahe übereinstimmt (S. 58) und den eigentümlichen,

porphyroidischen Plagioklasgneiss, den wir oben mit dem Localnamen *Lavialit* bezeichnet haben und der ebenfalls mit gewissen der als Gerölle im Conglomerat von Harju vorkommenden Gesteine nahe übereinstimmt; endlich besteht die Hauptmasse dieser Gneisse aus typischen »Adergneissen«, in welchen die Adern oft auch die Beschaffenheit des grauen, gneissartigen Granites erkennen lassen, der, wie aus seinem Verhältnis zu den Laviaschiefern hervorgeht, älter als diese ist.

Da, wie aus der petrologischen Schilderung zu ersehen, die Schieferformation von Lavia und Suodeniemi z. T. recht stark metamorphosirt worden ist, so dass ihre Gesteine oft eine glimmerschieferartige Beschaffenheit zeigen, so ist der petrologische Contrast im übrigen nicht so ausgeprägt wie an den anderen Stellen, aber doch, wie aus dem Vergleich der Beschreibungen dieser beiden Formationen hervorgeht, recht deutlich, indem eine Menge charakteristischer Gesteinsvarietäten nur in der Gneissformation vorkommen und dagegen Phyllite, Conglomeratschiefer, Gesteine mit erhaltener Schichtung u. s. w. nur in der Schieferformation beobachtet worden sind.

Wenn aber auch der Contrast *im grossen* deutlich hervortritt, so ist es dagegen hier oft schwer, die Gesteine *an der Contactlinie* ihrem Habitus nach von einander zu unterscheiden. In der Nähe der Kirche Lavia gelingt es wohl, weil hier im Süden von der Schieferzone »*Lavialit*« ansteht, welcher sich mit ganz anderem Streichen als die Schiefer gegen Süden zieht. Im S.O. von dieser Stelle, wo die beiden Formationen von einer Thalkluft, die oft von kleinen langezogenen Seen ausgefüllt wird, von einander getrennt sind, zeigt dagegen das Gestein oft an den beiden Seiten der wahrscheinlichen Contactlinie eine fast ähnliche Beschaffenheit und kann als gneissartiger, feldspatreicher Glimmerschiefer bezeichnet werden. Doch ist derjenige Schiefer, der im S.W. der Grenzlinie ansteht, oft stärker gefältelt, enthält Muscovitrosetten und zuweilen, wie z. B. am Südwestufer des Sees, an welchem die Kirche Suodeniemi liegt, undeutliche Andalusitkrystalle. Der gneissartige Schiefer zeigt ausserdem eine ebenso starke Einwirkung der Dislocationen und der Metamorphose auch entfernter von der Grenzlinie, während dagegen der jüngere Schiefer schon nahe an derselben in seiner typischen Form auftritt. Auch in der Orographie zeigt sich ein Unterschied zwischen den beiden Formationen darin, dass die jüngeren Schiefer grössere, steile, wenig zerklüftete Felsen bilden, während dagegen der stärker gefaltete und zerspaltete ältere, gneissartige Schiefer spärlichere und kleinere Felsen bildet, und die ganze Gegend, worin er herrscht, von zahlreichen Blöcken desselben Gesteins übersähet ist.

Er wurde offenbar während der Eiszeit von dem Landeise stärker zerspalten, als der mehr widerstandsfähige jüngere Schiefer.

Da es nun in jedem Falle oft recht schwer sein würde, dieses Schiefergebiet von den älteren Schiefen genau abzugrenzen, ist es besonders wertvoll, dass wir hier in dem Vorkommen eines Conglomerates mit Geröllen, die aus den Gesteinen der liegenden Schieferformation bestehen, und in dem Verhalten zu dem die älteren Schiefer durchdringenden Granit die sichersten Beweise für ihr verschiedenes Alter finden. Diese Merkmale lassen es zu, die Grenze hier ebenso sicher wie an irgend welcher anderen Stelle der Gegend zu ziehen.

Das Schiefergebiet von *Viljakkala* tritt nur an seiner südwestlichsten Spitze mit den Gesteinen des Liegenden, welches auch hier aus stark gefalteten, gneissartigen Glimmerschiefen besteht, in Berührung und wird auch selbst in der Nähe der Grenze von zahlreichen Granitadern durchzogen, wobei das Gestein wie gewöhnlich eine gneissartige Beschaffenheit annimmt. Berücksichtigt man jedoch die beiden Formationen in ihrer Gesamtheit, so ist der Contrast in der petrologischen Beschaffenheit sehr gross, da auch hier in der Schieferformation feinkörnige Phyllite mit oft schön erhaltener Lagerung und mit Conglomeratbetten vorherrschen, während die »Gneissformation« von Tavastkyrö fast nur bis zur Unkenntlichkeit metamorphosirte Schiefer enthält, welche mit dem älteren Granit innig verwoben sind.

Die Schieferzone von *Suoniemi* tritt sowohl an der Süd- wie an der Nordseite mit glimmerschieferartigen Gneissen und echten Glimmerschiefen in Berührung. Die Beziehungen zu diesen letzteren lassen sich am besten im S.W. von *Salmi* beobachten. Der Glimmerschiefer, welcher sich hier gegen Westen hin keilartig in das Lepitgebiet einschleibt (siehe die Karte S. 175), zeigt hier scharfe Knickungen und eine ausgeprägte Runzelung der oft von reichlichem Muscovit bekleideten, glänzenden Schieferungsflächen. Dieselbe Runzelung findet man auch bei dem Glimmerschiefer, der in der Mitte des Lepitgebietes ansteht und eine Fortsetzung der erwähnten Glimmerschiefer bilden muss. Beide sind offenbar als Teile des Gewölbekernes einer Antiklinalfalte zu betrachten.

Dieser Glimmerschiefer zeigt Übergänge zu einem Hornblendeschiefer mit porphyroidischen Hornblendekristallen und geht im Süden in typische Adergneisse über. Der petrologische Contrast zu dem oft fast sandsteinartig aussehenden, niemals gefalteten, rötlichen Lepit von Suoniemi sowie auch zu denjenigen Phylliten, die gleichzeitig mit ihm vorkommen, ist sehr augenfällig und zeigt schon an

und für sich eine verschiedene Genesis an. Auch an dem Contact der beiden Formationen, den ich bei einem Pfade im Westen von der scharfen Biegung der Landstrasse S.W. von Salmi beobachtet habe (vergl. die Karte S. 175) tritt dieser Contrast recht deutlich hervor. Der Leptit zeigt noch in kurzer Entfernung von der Grenze eine ganz typische Beschaffenheit. An der Berührungsfläche mit dem im Süden anstehenden Glimmerschiefer findet man aber keine ganz scharfe Grenze, sondern einen Übergang, der sich innerhalb 2 Meter vollzieht.

Ein so schneller Übergang zweier petrologisch so verschiedener und zwar so ungleich stark metamorphosirter Gesteine kann wohl nicht als ein Beweis für ihre Zusammengehörigkeit betrachtet werden, sondern ist leicht z. B. durch eine Verwitterung der Oberfläche des Glimmerschiefers, welche zu der Zeit stattfand, als er die Erdoberfläche bildete, erklärlich. In solchem Falle wäre natürlich keine scharfe Grenze zwischen dem aufgelockerten älteren Gestein und dem darauf gelagerten jüngeren Sediment zu erwarten.

Auch an der nördlichen Grenze desselben Schiefergebietes zeigt sich im grossen und ganzen ein sehr bestimmter Contrast gegenüber den älteren Schiefen, welche hier im Osten durch einen meistens überaus stark gefalteten, muscovitreichen Glimmerschiefer, westlicher durch Adergneisse und einen Hornblendegneiss mit porphyroidischen Hornblende- (Uralit?) krystallen repräsentirt werden. Den direkten Contact der beiden Formationen habe ich bisjetzt nicht gefunden.

Es ist jedoch keineswegs in jedem Einzelfalle thunlich, nur aus dem petrologischen Habitus zu schliessen, zu welcher von den beiden verschiedenartigen Formationen ein Schiefer gehört. So war ich bezüglich der kleinen Phyllitzone, welche im S.W. von *Tohlopenjärvi* in Birkkala vorkommt, lange in Zweifel, zu welcher sie zu rechnen sei, da die petrologische Beschaffenheit oft derjenigen des älteren Schiefers von Norkia ziemlich ähnlich war, während dagegen das Auftreten als ein kleines keilförmiges Gebiet zwischen Leptit und Porphyritoid mit eingelagerten Conglomeraten mehr für eine Zusammengehörigkeit zu den jüngeren Schiefen sprach. Ein Contact gegen den im Süden anstehenden älteren, gneissartigen Granit, wo ich keine solche Granitisationserscheinungen beobachtete, die an der Grenze derselben gegen die älteren Schiefer auftreten, bestimmte mich den Schiefer definitiv zu den jüngeren zu rechnen.

Wir kommen nun wieder zu den Contacten an der Südgrenze des *Tammerforsgebietes*. Am Ostufer von *Näsijärvi* treten, wie schon er-

wähnt wurde, die Phyllitformation und die gneissartigen Schiefer nicht mit einander in direkte Berührung, sondern werden durch eine schmale Zone von stark mechanisch zerdrücktem porphyartigem Granit von einander getrennt. Der Umstand, dass Linsen und Adern von diesem Granit überall die älteren Schiefer auf das innigste durchweben und dagegen plötzlich aufhören, wenn man in das Phyllitgebiet kommt, und der überaus grosse petrologische Contrast zwischen dem Phyllit mit seiner schön erhaltenen geradlinigen Schichtung und dem gewaltsam gefalteten gneissartigen Schiefer, zeigt aber, dass man es hier mit Schieferformationen von verschiedenem Alter zu thun hat.¹

Folgt man nun der Südgrenze des Schiefergebietes weiter gegen Osten hin, so findet man, dass es zwischen den Seen Eräjärvi und Löytänejärvi wieder in Berührung mit den gneissartigen Schiefen tritt, die im Süden davon anstehen. Diese Stelle liegt aber zwischen zwei Gebieten von an der Grenze eingedrungenem jüngerem Granit; der jüngere Schiefer enthält hier Pegmatitgänge und ist deshalb gneissartig geworden. Die Gesteine sind auch wegen starker Glacialbedeckung hier schlecht aufgeschlossen.

Auch zwischen den Seen Pitkävesi und Hahmajärvi enthält der jüngere Schiefer in der Nähe des Contactes Pegmatitgänge und ist auf vielen Stellen gneissartig geworden. Es ist deswegen hier sehr schwer, die scharfe Grenze zwischen den beiden im grossen und ganzen so verschiedenen Formationen zu ziehen. Im Osten von Hahmajärvi findet man auch innerhalb des Gebietes, wo der schwächer metamorphosirte jüngere Schiefer herrscht, noch auf einer Entfernung von zwei Kilometer von der angenommenen Grenzlinie gegen die im Süden anstehenden, äusserst stark gefalteten gneissartigen Schiefer Felsen von einem Gestein, das seiner Beschaffenheit nach mit diesem völlig übereinstimmt und die man wohl als eingefaltete Teile der liegenden Formation ansehen muss.

Ähnliche übergangsähnliche Beziehungen zwischen den Schiefen verschiedenen Alters findet man auch an der Nordgrenze desselben Schiefergebietes an den Contacten gegen den schmalen Keil von gneissartigem Schiefer, welcher sich im Norden von Hahmajärvi zwischen dem Schiefergebiet und der Westspitze des langen Gebietes von por-

¹ Ohne Zweifel sind es auch diese Umstände, die Wiik veranlasst haben, hier eine Discordanz dieser beiden Formationen anzunehmen. Denn die von ihm angeführte Verschiedenheit des Streichens und Einfallens scheinen mir, auch wenn sie überhaupt konstant wären, bei so stark dislocirten und von Granitgängen durchsetzten Formationen nicht einen genügenden Grund für die Annahme einer Discordanz zu geben.

phyrartigem Granit einschiebt. Die sehr charakteristische Beschaffenheit des Glimmergneisses in diesem Keile lässt aber mit ziemlich grosser Sicherheit bestimmen, dass er zu den älteren und nicht zu den jüngeren Schiefen gehört, wo ich ein solches Gestein noch nie beobachtet habe.

Während nun die zuletzt geschilderten Contacte mehr zweifelhafter Natur sind, findet man im N.O. von der Kirche *Kuhmois*, an der Südgrenze der Schieferzone, wieder Contactverhältnisse, die nur eine Deutung zulassen. Zwar habe ich den unmittelbaren Contact zwischen den »Schiefern« und den im Süden anstehenden stark gefalteten »Gneissen« nicht finden können, da eine Thalkluft meistens die beiden Formationen von einander trennt. Der Contrast zwischen den an beiden Seiten dieser Kluft anstehenden Gesteinen ist aber überall sehr ausgeprägt. *Auf einer Stelle*, die an der von der Kirche *Kuhmois* nach *Ruolahti* führenden Landstrasse liegt, *beobachtet man Phyllit und Gneiss in einer Entfernung von circa 20 Meter von einander. Jener zeigt auch hier eine sehr ausgeprägte geradlinige Schichtung, während der gneissartige Schiefer im grossen wie im kleinen äusserst stark gefaltet worden ist und eine Menge granitischer Adern enthält.* Es kann hier kein Zweifel darüber sein, dass die beiden in so verschiedenem Grade metamorphosirten und dislocirten Formationen sich mit unveränderter Beschaffenheit bis an die Contactfläche fortsetzen und hier gegen einander scharf begrenzt werden. Der gneissartige Schiefer muss schon vor der Ablagerung des jüngeren Schiefers einer Faltungsperiode ausgesetzt gewesen sein.

Die Gründe für die Annahme einer Discordanz zwischen den Tammerforsschiefern einerseits und den Glimmerschiefern und schieferartigen Gneissen, die im Süden davon anstehen, andererseits, sind somit die folgenden:

1:o diese letzteren Schiefer und Gneisse werden überall von den gneissartigen Graniten, von den damit verbundenen Dioriten und Amphiboliten und von dem grauen porphyrtigen Granit durchdrungen, welche sich, und zwar mit besonderer Deutlichkeit der gleichkörnige Granit, durch ihre Contactverhältnisse (z. T. auch durch das Vorkommen als Gerölle), älter als die Tammerforsschiefer erweisen. *Eine Periode von Granitintrusion und tiefgreifender Erosion hat somit die Ablagerung der jüngeren und älteren Schiefer getrennt.*

2:o An den Contacten zwischen dem Leptit von *Suoniemi* und dem gefalteten Glimmerschiefer derselben Gegend sowie an vielen Stellen an dem Contact zwischen den Schieferformationen und den

gneissartigen Schiefen, besonders deutlich bei Mustaniemi in Kankaanpää und N.O. von der Kirche Kuhmois, zeigt sich ein sehr starker Contrast zwischen den schwächer dislocirten jüngeren und den überaus stark gefalteten älteren Schiefen. Dieselbe Verschiedenheit, die man hier an der Contactlinie wahrnimmt, zeigen auch die beiden Formationen in ihrem Gesammthabitus, indem die älteren Schiefer durchgehend eben so stark gefaltet, metamorphosirt und mit Granit intrudirt worden sind, während die jüngeren Schiefer überhaupt eine geradlinig verlaufende Parallelstruktur und eine viel weniger starke Einwirkung der Metamorphose zeigen. Bei jenen ist der Gneisscharakter, bei diesen der Schiefercharakter vorherrschend. Unter diesen jüngeren Schiefen findet man überall, wo sie nicht stark granitisirt worden sind, und zwar in jedem einzelnen Gebiet Gesteine, in welchen die ursprüngliche Beschaffenheit noch deutlich hervortritt, wie schön geschichtete Phyllite, Conglomerate, Ergussgesteine und ihre Tuffe, während man, was die älteren Schiefer angeht, überhaupt nur aus ihrer chemischen Beschaffenheit schliessen kann, dass sie umgewandelte Sedimente sind, und nur äusserst selten hier undeutliche Spuren der primären Beschaffenheit erhalten findet. Es ist unmöglich, diese so durchgehende Verschiedenheit der beiden Formationen durch eine »selective Metamorphose« zu erklären, welche an der Contactfläche plötzlich aufgehört hätte. Um so weniger, als die schwächer metamorphosirten Formationen eben an der Grenze eines grossen Granitgebietes liegen, wo man somit eine starke Umwandlung erwarten würde. Das Ausbleiben dieser erklärt sich nur dadurch, dass das im Süden von der sedimentären Schieferformation erhaltene Liegende dieselbe gegen eine weitergehende Metamorphose schützte, indem es sowohl einen abkühlenden Einfluss ausübte wie auch Schutz gegen die Zerspaltung gewährte.

Doch findet man auch hier an mehreren Stellen, besonders dort, wo der jüngere Granit an den Contact eingedrungen ist, dass der jüngere Schiefer *local* fast eben so stark metamorphosirt worden ist wie der ältere Schiefer durchgehend, und dass die ursprünglichen Beziehungen der beiden Sedimentformationen dadurch verschleiert worden sind. Ebenso sind offenbar an einigen Contactstellen, wie dieses bei so überaus stark dislocirten Formationen zu erwarten war, die Schiefer von verschiedenem Alter in einander gefaltet worden, wodurch auch verwickelte Contactverhältnisse entstehen können.

Die Beobachtungen, die wir an den Contacten der Tammerforscheiefer mit den verschiedenen Gesteinen der »Gneissformation« ange stellt haben, zeigen somit unter einander grosse Übereinstimmung und bezeugen es deutlich, dass dieser Complex das einstmalige Liegende der Schiefer bildet. Aber gleichwie die ursprüngliche petrologische Beschaffenheit der archäischen Sedimentformationen nur an solchen Stellen erhalten ist, wo günstige Umstände sie gegen die weitgehende Metamorphose geschützt haben, welche die archäischen Gesteine im allgemeinen durchgemacht haben, so findet man auch in voller Analogie hiermit, dass die Discordanzen gegen das Liegende nur in seltenen Fällen mit voller Deutlichkeit hervortreten. Wo die Dislocationen so gewaltsam gewesen sind, dass dadurch die Gesteine von verschiedenem Alter in verwickelter Weise zusammengefaltet worden sind, und besonders dort, wo spätere Granitintrusionen an der Grenze stattgefunden haben, kann man nicht erwarten, die ursprünglichen Beziehungen der Formationen enträtseln zu können.

Es sind diese übergangsähnlichen Beziehungen, diese innige Verwebung der verschiedenen Gesteine des Grundgebirges, welche die grösste Schwierigkeit für ihre Enträtselung bildet. Treffend hat man diesen Complex mit einem Labyrinth verglichen: von einem Gliede ausgehend, wird man durch die stetigen Übergänge in ein anderes geführt; von dort leiten weitere Übergänge in eine neue Gesteinsgruppe, bis alles wie vereinigt erscheint und man wieder bei dem Ausgangspunkte steht.

Will man aus diesem Labyrinth einen Ausweg finden, so muss man vor allem solche Grenzlinien aufsuchen, wo die Gesteine wirklich und bestimmt von einander getrennt sind. Und führt nun der Versuch, diese Trennung konsequent weiter zu führen, zu solchen Stellen, wo die Verhältnisse so verwickelt sind, dass jeder Erklärungsversuch zu scheitern scheint, so darf man dafür nicht das »filum labyrinthi«, nämlich die an den klaren Contactstellen gewonnene Ansicht, wegwerfen, sondern muss ruhig in derselben Richtung weiter gehen, und man wird doch zuletzt finden, dass diese Verfahrungsweise einen Ausweg aus den Irrgängen gewährt.

Jede Sedimentformation muss einen Boden gehabt haben; wenn wir ihn nicht finden können, so ist es, weil entweder er vollständig zerstört oder bis zur Unkenntlichkeit metamorphosirt worden ist (z. B., wie Lawson für die Rainy Lake Region annimmt, durch eine Wiederaufschmelzung), oder weil eingedrungene Eruptive denselben *überall* von der hangenden Formation getrennt haben. Zweifelsohne ist dieses in vie-

len Fällen geschehen: dadurch erklärt sich die grosse Seltenheit der Discordanzen im Grundgebirge. Wenn nun aber die Discordanz doch an solchen ausnahmsweise gut geschützten Stellen hervortritt, wo auch die ursprüngliche petrologische Beschaffenheit der archaischen Sedimentgesteine selten gut erhalten ist, so kann man wohl nicht erwarten, dass dieselbe hier mit derselben Deutlichkeit, wie in jüngeren Formationen auftreten wird.

Bisjetzt dürfte die hier beschriebene Discordanz die einzige sein, die man aus dem steil aufgerichteten Grundgebirge kennt. In anderen Gegenden Finlands habe ich jedoch auch sehr ähnliche Erscheinungen kennen gelernt, und der ausgezeichnete Kenner des schwedischen Grundgebirges, Herr Professor Högbom in Upsala, mit dem zusammen ich auch diese Contacte besucht habe, teilte mir mit, dass er im nördlichen Schweden eine ähnliche Discordanz beobachtet hat.

Wenn nun die hier gegebene Deutung der Contactverhältnisse der Tammerforschiefer richtig ist, so bestand die Erdoberfläche zur Zeit ihrer Ablagerung aus einem Gemenge von sedimentären Schiefeln und darin intrudierten, ihrer Zusammensetzung nach vorwiegend granitischen Tiefengesteinen. Die Erosion war zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Sedimentformation schon so weit vorgeschritten, dass diese plutonischen Massen, sowie die in der Tiefe gebildeten Gemische von sedimentärem Material und Granitgängen, in weitem Maasse entblösst lagen. Auf einigen Stellen fanden sich aber auch erhaltene Reste der schwächer metamorphosirten Teile der Sedimentformationen. Wenn sich nun die jüngere Formation auf ihnen lagerte, konnte nach der späteren Metamorphose und Dislocation beider der Contrast sowohl petrologisch wie stratigraphisch hier nur wenig ausgeprägt werden. Die Art und Weise, auf welche sich die älteren Schiefer in schmalen Zonen an die Grenzen der jüngeren anschmiegen, und sich keilförmig zwischen diese und die älteren Granitgebiete einschieben (siehe z. B. die Gegend N. von Hahmajärvi in Kuhmois) giebt eine Andeutung davon, dass die lakkolithischen Granitmassen damals noch an vielen Stellen mit einem Dache von älteren Schiefeln überdeckt waren.

An der Discordanzfläche, welche erweislich zur Zeit der Ablagerung der jüngeren Sedimentformation die Erdoberfläche gebildet hat, können wir uns somit eine Vorstellung von der petrologischen Zusammensetzung dieser Erdoberfläche bilden, und gewinnen somit hierdurch eine Ahnung von gewissen geographischen Verhältnissen während dieser längst verflossenen Periode.

Stratigraphie der geschilderten Lagerfolge. Altersbeziehungen zu anderen archäischen Sedimentformationen. Einteilung des älteren Grundgebirges in Finland und Schweden.

In den Aufsätzen, worin ich früher die Geologie der tavastländischen Schieferformationen berührt habe, habe ich mich wiederholt gegen die Anwendung der stratigraphischen Methode auf das Studium des Grundgebirges ausgesprochen.¹ Hiermit wollte ich natürlich nicht bestreiten, dass die geologische Forschung auch hier von stratigraphischen oder richtiger gesagt geschichtlichen *Gesichtspunkten* geleitet werden muss, sondern ich wollte nur im Anschluss an eine jetzt fast allgemein herrschende Meinung hervorheben, dass die alte Vorstellung unrichtig sei, nach welcher man, wie es Sir Archibald Geikie ausdrückt, glaubte, dass »the broad structure of these schists could be treated like those of the sedimentary rocks, and be determined by rapid traverses of the ground.«²

In der That glaube ich noch, dass nichts notwendiger ist, wenn man mit dem Studium eines archäischen Complexes erst anfängt, als von den stratigraphischen Methoden zu abstrahiren, welche man bei der Untersuchung einer fossilienführenden Schichtreihe in erster Linie anwendet. Hier gilt es vorläufig nicht die Altersfolge der Gesteine nach ihrer jetzigen Lage zu bestimmen, sondern man muss sie zuerst im Felde nach ihren petrologischen Merkmalen gruppiren und gegen einander zu begrenzen versuchen. Denn wo die Schichten oft vorwiegend nahezu vertikal stehen, kann eine geringe Verschiedenheit in ihrem Streichen oder Einfallen nicht als ein Criterium für verschiedenes Alter gelten. Erst nach einer eingehenden petrologischen Untersuchung wird es überhaupt möglich sein zu entscheiden, welche Gesteine ursprünglich sedimentär waren, welche als eruptive Ergussgesteine oder Tiefengesteine, welche endlich als Gemische von eruptivem und sedimentärem Material zu betrachten sind. Im allgemeinen wird man es leichter haben, die Altersfolge der weit verbreiteten Tiefengesteine als diejenige der Sedimente zu bestimmen. Mittelbar kann man also auch die Altersfolge der sedimentären Schieferformationen

¹ Fennia 8, N:o 3, S. 4.

Ibid. 12, N:o 3, S. 7—11.

² The Journal of Geology 1893, S. 1.

nach ihrem Verhalten zu den eruptiven Tiefengesteinen bestimmen und wird sie hierdurch in grössere Abteilungen sondern können.

Wenn es aber einmal gelungen ist, den Trennungsplan zwischen einer solchen sedimentären Formation und ihrem Liegenden, d. h. die Discordanz gegen diese, zu finden, dann wird es auch möglich sein, eine stratigraphische Einteilung im einzelnen durchzuführen. *Denn da diese Fläche erweislich einmal die Erdoberfläche gebildet hat, wird man in vielen Fällen aus der Ordnung, in welcher die verschiedenen Glieder der hangenden Sedimentformation mit Hinsicht auf diese Fläche folgen, auf ihr relatives Alter schliessen können.* Die Stratigraphie dieser Gesteinsreihe wird somit schliesslich als ein Endresultat der ganzen Untersuchung hervortreten.

Versuchen wir nun auf diese Weise die Altersfolge der verschiedenen Glieder der hier beschriebenen Sedimentformationen festzustellen. Wir brauchen für diesen Zweck keine Profile aufzukonstruieren. Denn wo alle Schichten senkrecht stehen, da ist ja die Karte selbst als eine Art Profil zu betrachten.

In dem *Tammerfors—Päijänne-Gebiet* tritt die Phyllitzone überall *zunächst der Unterlage* auf. In den östlichsten Teilen, wo die Schieferformation an beiden Seiten von den Gesteinen des Liegenden umgeben wird, sind die Phyllite und die dazugehörigen Glimmerschiefer etc. alleinherrschend, und weiter westwärts liegen sie als eine 1—6 km breite Zone zwischen dem Liegenden und der nördlicheren, vorwiegend aus Porphyroiden und eingelagerten Conglomeraten bestehenden Zone. *Die hauptsächlich aus Phylliten bestehende Lagerfolge bildet somit hier die untere Abteilung der Schieferformation.*

Diese Phyllitformation bestand, wie wir oben gefunden haben, in ihrer ursprünglichen Zusammensetzung hauptsächlich aus Thon, mit feinem *feldspatreichem* Sande wechsellagernd. Ihre ganze Beschaffenheit deutet auf eine Ablagerung in relativ seichtem Wasser, bei reichlicher Zufuhr von Sedimentmaterial hin.

Dabei ist es auffallend, dass an der Grenze gegen das Liegende conglomeratische Bildungen so selten sind, in dem nur auf einer einzigen Stelle in der Nähe der Contactlinie eine Geröllschicht im Schiefer beobachtet worden ist. Wären aber die Contacts auf längeren Strecken für Beobachtungen zugänglich, so würde man wohl hier wie im Schiefergebiet von Lavia-Suodeniemi an mehreren Stellen solche Bodenconglomerate oder wenigstens relativ grobkörnige Sedimente finden.

Auch in der Phyllitformation kommen stellenweise Einlagerungen

von Eruptivgesteinen oder Tuffen vor. Der Hauptteil der eruptiven Thätigkeit beginnt jedoch erst nach der Beendigung der Ablagerung der mächtigen Thonlager.

Einige *Tuffe* liegen nun zwischen dem grossen Conglomeratbette und der Phyllitformation. Sie zeigen oft keine augenfällige Schichtung, ein Hinweis darauf, dass sie vielleicht nicht submarin, sondern *subaërisch* abgelagert wurden. In dieser Tuffformation findet man auch eingelagerte Bette echter *Ergussgesteine*, was auch darauf hindeutet, dass das damalige Festland wenigstens nicht weit entfernt war.

Dann folgen auch *litorale Bildungen*, nämlich die mächtigen Conglomerateinlagerungen mit Geröllern aus diesen vulcanischen Gesteinen, aus Phyllit und aus Tiefengesteinen des Liegenden. Die losen Tuffmassen waren schon damals zu harten Gesteinen erhärtet, wie aus ihrem Vorkommen als Gerölle hervorgeht, und *die mächtigen Thonlager waren bereits in Phyllit umgewandelt*, denn wie wir schon oben erwähnten, zeigen die aus Phyllit bestehenden Gerölle ganz dieselben Formen und Grössen wie diejenigen Gerölle, welche gegenwärtig am Näsijärviufer aus dem harten bröcklichen Phyllit gebildet werden. Da weiterhin auch andere Gerölle aus eruptiven Tiefengesteinen bestehen, muss ein recht bedeutender Zeitraum die Ablagerung dieser Sedimentformation und diejenige der Conglomeratschichten getrennt haben, während welcher die Metamorphose der Thonschichten und eine nicht unbedeutende Erosion vorsichging.

Nördlich von der ersten gerölleführenden Zone folgen dann wieder uralitreiche Tuffe, die eine gute Schichtung zeigen und nicht selten breccienartig ausgebildet sind, dann wieder eine neue gerölleführende Zone und schliesslich neue Tuffe und Phyllite.

Die dritte gerölleführende Zone findet man nur am Ostufer von Näsijärvi, wo die Formation auch sonst am besten entwickelt ist. Auch die zwei südlicheren Conglomeratlager, die man im Osten von dem See 15 Kilometer im unmittelbaren Zusammenhang verfolgen kann, erschienen an der Westseite nur bei dem See Veittjärvi und nicht näher zum Näsijärvi.

Sind nun diese drei Conglomeratzonen nur Teile desselben zusammengefalteten Lagers, welches mehrmals von dem horizontalen Querschnitt getroffen wird, oder hat man es mit drei besonderen Geröllbetten zu thun? Und soll man überhaupt sich die Schieferformation als eine regelmässig gebaute Lagerfolge oder als ein in mehreren Falten zusammengeschobenes Schichtsystem vorstellen?

Was die zwei Geröllzonen am Hormistonlahti und bei Veitti-

järvi betrifft, scheint es mir ziemlich sicher zu sein, dass sie verschiedenen Niveaus angehören. Dafür sprechen ihre verschiedenen Mächtigkeiten, die regelmässige Aufeinanderfolge der zwischenliegenden Schichtreihe und vor allem der Umstand, dass die Beschaffenheit der Gesteine an den beiden Seiten der Conglomeratzonen so verschieden ist, dass man sie ungern parallelisiren möchte. Auch die sehr wechselnde Mächtigkeit des grössten Gerölllagers möchte ich eher auf primäre Ursachen zurückführen, als durch eine an einigen Stellen stattgefundene mehrmalige Faltung erklären. Wäre das letztere vorgefallen, so müsste man erwarten, hier noch stärkere mechanische Deformationen der Gerölle zu finden.

Was die dritte Geröllzone angeht, scheinen mir ungefähr ebenso viele Gründe für die Annahme vorzuliegen, dass sie ein höheres Niveau als die vorigen einnimmt, wie dafür, dass sie als eine Wiederholung derselben zu betrachten wäre. In diesem Falle müsste man den im Norden von ihr anstehenden Phyllit als eine Wiederholung der südlichsten Phyllitzone betrachten. Der petrologischen Beschaffenheit nach weicht sie jedoch von dieser ziemlich weit ab.

Auch wenn man die erste Annahme für die wahrscheinlichere hält und also für die an den beiden Seiten von Tervalahi liegende Tuffzone mit ihren conglomeratischen Einlagerungen einen synclinalen Bau annimmt und für eine eventuelle Ausschwellung durch die Faltungsvorgänge eine Reduction berechnet, so kann man die Mächtigkeit dieser Teile der Schieferformation kaum auf geringer als 1,000—1,500 m veranschlagen.

Verfolgt man aber diese Schichten gegen Osten hin, so findet man, dass ihre Mächtigkeit beträchtlich wechselt, indem besonders das S. der Conglomeratzone liegende Tufflager sich zwischen den Seen Purttjärvi und Kutemajärvi schnell verschmälert. Dagegen wird die im Norden der gerölleführenden Zone liegende Tuffzone gegen Osten hin breiter und auch im Westen von Näsijärvi ist sie erheblich breiter als am Ostufer. Diese Verschiedenheiten können entweder durch eine unregelmässige Ablagerung oder durch eine Verkleinerung durch Erosion zur Zeit der Bildung der Conglomeratlager erklärt werden.

Auch die Phyllitzone, welche jedoch im allgemeinen eine viel regelmässiger Breite hat, zeigt Anschwellungen, die wohl in den meisten Fällen auf die Einwirkung der Dislocationen zurückzuführen sind. In einem so dünn geschichteten und stark schieferigen Gestein wird ein Zusammenschieben in eine Menge kleinerer Falten leicht vorsichgehen können, ohne sich in dem Gebirgs- oder Gesteinsbaue zu äussern.

Könnte man aber annehmen, dass wenigstens in den *schmälsten* Teilen der Zone die scheinbare Mächtigkeit nicht durch Faltung vermehrt worden wäre, so wäre die Mächtigkeit der Phyllitzone auf wenigstens 1,000 m zu veranschlagen. Vergleicht man aber die Verbreitung der Phyllite und der Tuffe auf der Karte, so erscheint es wahrscheinlich, dass die untere Abteilung der Schieferformation wenigstens keine kleinere Mächtigkeit als die obere besitzt und die oben angeführte Zahl dürfte demnach eher zu niedrig als zu hoch gegriffen sein. Die Gesamtmächtigkeit der Schieferformation bei Näsijärvi dürfte somit wenigstens 2000—3000 m betragen. In jedem Falle erhält man durch diese Schätzung eine ungefähre Vorstellung von den *Zahlengrößen*, mit welchen man es hier zu thun hat. Exakte Werte lassen sich natürlich nicht ermitteln.

Ein recht schweres Rätsel bildet die Stratigraphie des kleinen eckenförmigen Schiefergebietes, welches als Vorsprung an der Südseite der Phyllitzone bei *Tohlopenjärvi* in Ylöjärvi liegt (siehe die Karte S. 16). Hier findet man *zwischen* dieser Phyllitzone und den im Süden davon anstehenden Gesteinen zuerst eine c. 1,500 m breite Zone von Tuffen mit Conglomerateinlagerungen, dann ein kleines Gebiet von Phyllit (vergl. S. 192) und eine schmale Leptitzone.

Wenn nun diese Tuffzone, wie wahrscheinlich erscheint, mit der Tuffformation von Näsijärvi zu parallelisieren ist, so kann ihr eigentümliches Auftreten in der unmittelbaren Nähe des Liegenden der ganzen Schieferformation entweder dadurch erklärt werden, dass die unteren Teile derselben zur Zeit der Ablagerung der Tuffe schon ziemlich stark erodirt waren, oder auch durch Dislocationen (Verwerfungen?), welche möglicherweise schon vor der eigentlichen Gebirgsfaltung stattfanden.

Eigentümlich erscheint es auch, dass hier sowohl Phyllit wie Leptit das Liegende berühren. Einer von ihnen muss wohl schon vor der Ablagerung des anderen forterodirt gewesen sein. Wenn nun der Leptit jünger als der Phyllit wäre, so würde man erwarten, dass an ihrer Zusammensetzung auch Tuff- oder Ergussgesteinsmaterial teilnehme, da solches auch in den oberen Teilen der Phyllitzone nicht völlig fehlt. Die Beschaffenheit des Gesteins, welches aus Verwitterungsresten des liegenden Complexes gebildet ist, deutet aber an, dass es zu einer Zeit gebildet wurde, da dieses Liegende noch in weitem Maasse entblösst war.

Ich halte es deswegen für wahrscheinlich, dass der Leptit entweder vor der Phyllitformation oder wenigstens nicht später als die höch-

sten Teile derselben, in welchen thatsächlich auch Leptite vorkommen (S. 101), zur Ablagerung kam.

Die Mächtigkeit lässt sich hier nicht nach der Breite der Leptizone von *Suoniemi* schätzen, da diese so ungleichförmig ist. Vielleicht war diese Formation schon vor dem Eintritt der Faltungsperiode durch Verwerfungen und Erosion verunstaltet. In jedem Falle dürfte wohl die Mächtigkeit nach Hunderten von Metern geschätzt werden müssen.

Die Schieferformationen von *Viljakkala* und *Heittola*, in welchen auch Tuffe stellenweise vorkommen, bilden direkte Fortsetzungen der grossen Näsijärvizone.

Auch die Schiefer von *Kankaanpää* sind darin den Näsijärvischiefen analog, dass man in der Nähe des Liegenden Sedimente ohne tuffogene Gemengteile, dann conglomeratische Einlagerungen und in höheren Niveaus mächtige Tuffbette findet. Schätzt man die Mächtigkeit der Tuffe nach der halben Breite der Zone, worin sie vorkommen, so würde sie auch hier 1000—1500 m betragen, und die Mächtigkeit der unteren, aus Hornblendeschiefer bestehenden Zone würde, auf ähnliche Weise geschätzt, etwa dieselbe Mächtigkeit besitzen. Die Berechnung scheint mir aber noch willkürlicher als für die Schichten von Näsijärvi zu sein, wo man doch wenigstens an vielen Stellen ganz sicher sein kann, dass man es mit einer einzigen Folge von Schichten ohne Wiederholung zu thun hat.

In den südlichsten Teilen der Kankaanpääzone treten die Tuffe mit ihren conglomeratischen Einlagerungen direkt mit der Unterlage in Berührung. Kleine Phyllitstreifen an einzelnen Stellen am Contacte deuten an, dass vielleicht auch hier eine zusammenhängende Phyllitzone vorhanden war, die vor der Ablagerung der Tuffzone durch Erosion grösstenteils entfernt wurde.

Ganz in der Nähe findet man auch im *Nord-Laviagebiet* wieder Phyllite, z. T. mit conglomeratischen Einlagerungen, aber ohne Tuffe. Dagegen sind diese wieder in dem *Suodeniemi*gebiet vertreten, und scheinen hier mit dem Liegenden in Berührung zu treten. Der Hauptteil der hier anstehenden Schiefer besteht jedoch aus Phylliten, Glimmer- und Hornblendeschiefern, welche ihrer ursprünglichen Beschaffenheit nach den entsprechenden Gesteinen der Näsijärvi-Gegend und des Kankaanpäägebietes analog waren. Hier findet man aber auch in dieser Phyllitzone, und zwar in der Nähe der ehemaligen Unterlage, conglomeratische Bildungen, die in den übrigen Schieferzonen im allgemeinen in höheren Niveaus gefunden wurden.

Es lässt sich nicht mit Sicherheit entscheiden, ob die untere Phyl-

litzzone und die obere Tuffzone der westlichsten Schiefergebiete den beiden Hauptabteilungen des grössten Gebietes genau entsprechen. Nichts spricht jedoch gegen, und recht vieles für eine solche Annahme.

In jedem Falle dürfte aus dem im vorigen angeführten klar hervorgehen, dass die hier geschilderte Schichtfolge keine unbedeutende locale Formation bildete, sondern dass sie aus einer Anzahl verschiedener Glieder zusammengesetzt war, welche sich zum Teil mit einander parallelisieren lassen, zum Teil aber durch Discordanzen von einander getrennt sind.

Nur Bruchstücke sind uns jetzt erhalten, sie sind aber gross genug um zu zeigen, dass sie Reste zusammenhängender Ablagerungen sind, welche einst grosse Landstrecken bedeckt haben. Die Phyllitzone, welche bei einer wahrscheinlichen Mächtigkeit von ein bis zwei Tausend Metern eine Längenausdehnung von 120—160 Kilometer besitzt, ist ein Beweis dafür, dass eine relativ grossartige Sedimentation schon während dieser Zeit stattgefunden hat. Es muss ein *Festland* gegeben haben, durch dessen Erosion sie entstand. Die mannichfaltige Beschaffenheit der Gerölle in den Conglomeraten beweisen, dass *Flüsse* Material aus längeren Entfernungen herbeiführten. Die grosse Mächtigkeit der Tuffe, welche die obere Abteilung der Schieferformation bilden, mit den in ihnen eingelagerten Ergussgesteinen bezeugen, dass eine grossartige *vulcanische Thätigkeit* während dieser Zeit stattgefunden hat.

Nun finden wir c. 60 Kilometer im Süden von Tammerfors, unter ganz ähnlichen Beziehungen zu den umgebenden Gesteinen, das grosse *Uralitporphyritgebiet* von *Tammela*, den Rest einer gewaltigen Decke stark umgewandelter archaischer Ergussgesteine. Diese ruht hier direkt auf dem liegenden Complex von gneissartigen Graniten, Dioriten, Glimmerschiefern und Adergneissen, welche sicher demselben Complex wie das Liegende der Tammerforschiefer angehören. Unter der sehr wahrscheinlichen Annahme, dass die Uralitporphyritdecke während derselben Zeit wie die Uralitporphyrite und Tuffe der Tammerforsgegend gebildet wurde, könnte man somit annehmen, dass das Festland und die Vulcane nach dieser Seite hin lagen, da die Wassersedimente der betreffenden Zeit hier fast vollständig fehlen.¹

Uralitporphyrite, welche den Tammelagesteinen ganz ähnlich sind, findet man auch auf den *Pellingeinseln* ausserhalb der Stadt Borgå

¹ Nur ganz vereinzelt findet man auch hier Phyllit und gerölleführendes Gestein. Tschermaks Min. u. Petr. Mitth. XII, 1891. S. 121 u. 124.

beim Finnischen Meerbusen. Sie werden im Norden von dem gneissartigen roten Granit dieser Gegenden durchdrungen und sind in der Nähe desselben in Hornblendeschiefer und -gneisse umgewandelt.

Auch in der Gegend zwischen Pellinge und Tammela findet man auf mehreren Stellen in dem hier herrschenden rötlichen, meistens deutlich parallelstruirtten Granit kleine Schollen von Uralitporphyrit oder von Tuffen desselben Typus wie die Tammerforsschiefer. An allen diesen Stellen werden sie von Adern aus dem umgebenden Granit durchdrungen, und da weiterhin dieser auch bei seiner Berührung mit dem Uralitporphyrit in Kalvola (S.W. von Kalvolanjärvi) Gänge in dieselben hineinschiebt, geht daraus hervor, dass dieser *Granit der Südküste* mit grosser Wahrscheinlichkeit für jünger als die Tammerforsschiefer zu halten ist. Petrologisch ist er *zuweilen* dem Granit des grossen centralen Gebietes, welcher die Tammerforsschiefer durchdringt, sehr ähnlich, meistens unterscheidet er sich aber davon durch einen konstanten *Granatgehalt* und die oft sehr ausgeprägte Parallelstruktur, welche wenigstens in vielen Fällen auf dem massenhaften Vorkommen grösstenteils assimilirter Schiefer einschlüsse beruhen dürfte. Wenn nun auch die Frage offen bleiben muss, ob er eine mit dem Centralgranit genetisch zusammenhängende Bildung ist oder nicht, so nimmt er in jedem Falle in der Altersfolge zu den zunächststehenden älteren und jüngeren Bildungen eine ganz analoge Stellung ein, da er jünger als alle archaischen Schiefer der Gegend ist.

Sehen wir uns nun nach Gesteinen entfernter liegenden Gegenden um, welche wie die Schiefer von Tammerfors während der Zwischenzeit der zwei grossen archaischen Granitintrusionen des südlichen Finlands gebildet worden sind, und somit mit den Tammerforsschiefern parallelisirt werden könnten, so finden wir in der Provinz Uleåborg am Flusse Kalajoki in *Ylivieska* und den naheliegenden Kirchspielen Schiefer, welche dabei in Betracht kommen können. Hier kommen auch *Conglomerate* vor, die noch stärker als die Näsijärviconglomerate umgewandelt worden sind, ausserdem *Phyllite*, echte feuersteinähnliche *Hällflinten*, gabbroartige, ziemlich schwach umgewandelte Diabase sowie endlich eine wechselnde Reihe von Gesteinen, welche an Plagioklas und Hornblende reich und meistens ganz massig sind, und die wahrscheinlich als porphyrische Diabasgesteine, die stärker umgewandelt worden sind, z. T. vielleicht auch als Tuffe von solchen zu betrachten sein dürften. Die Schiefergesteine werden von einem *Uralitporphyrit* durchdrungen; Uralitporphyrite und ihre Tuffe scheinen auch, nach dem Vorkommen als lose Blöcke zu urteilen, im Nordwesten von Ylivie-

ska am Ufer des Bottnischen Meerbusens grosse Verbreitung zu besitzen, und ähneln hier vollkommen den gleichnamigen Gesteinen von Süd-Finland.

Die Schiefer von Ylivieska, wie es scheint, auch die umgewandelten Diabasgesteine, werden hier auch von einem *Granit* durchdrungen, welcher seiner Beschaffenheit nach dem jüngeren archaischen Granit der Tammerforsgegend sehr ähnlich ist. Es ist sogar sehr wahrscheinlich, dass das grosse centrale Granitgebiet sich in ununterbrochenem Zusammenhang bis an die Schieferzone von Ylivieska erstreckt, obgleich ich wegen mangelnder Beobachtungen genötigt war, die Nordgrenze auf der Übersichtskarte etwas südlicher zu ziehen. Im S.W. der Schieferzone findet man dagegen sehr typische graue Gneissgranite, welche mit den älteren Graniten der Tammerforsgegend vollständig übereinstimmen und auch durch die Provinz Wasa bis dorthin verfolgt werden können. Die direkten Contacte gegen die Ylivieskaschiefer sind noch nicht beobachtet worden, ich zweifle aber kaum daran, dass diese gneissartigen Granite und die in Verbindung mit ihnen vorkommenden, gleichfalls äusserst stark metamorphosirten Schiefer und Adergneisse auch hier älter als die schwächer metamorphosirte Schieferformation sind.

Nach den freundlichen Mittheilungen von Professor Högbom kommen weiter bei *Skellefteå* im nördlichen Schweden archaische Schiefergesteine vor, welche den Schiefen von Tammerfors noch viel ähnlicher als diese Ylivieskaschiefer sind. Besonders die als Gerölle hier vorkommenden *Ergussgesteine* sind denjenigen von Tammerfors zum Verwechseln ähnlich. Hier findet man aber zusammen mit den *Conglomeraten* und *Phylliten* auch *Kalksteine*. Da die Schiefer von Tammerfors einen ausgeprägt *litoralen* Charakter zeigen, wäre es von überaus grossem Interesse, wenn man hier oder auf anderen Stellen Gesteine finden könnte, welche als entsprechende Tiefseeablagerungen gedeutet werden könnten.

Ja, es erscheint sogar nicht ganz undenkbar, dass eine Parallelsirung zwischen den Schiefen von Tammerfors und anderen archaischen Sedimentformationen noch weiter ausgedehnt werden könnte. Noch im südwestlichen Schweden findet man nämlich auf mehreren Stellen Schieferformationen, welche dem jüngsten Teil des Grundgebirges angehören und welche, wie ich mich selbst an Ort und Stelle überzeugt habe, sowohl ihrem petrologischen Charakter nach wie in ihrem Verhalten zu den archaischen Graniten mit den Tammerforsschiefen grosse Analogie zeigen. Die wichtigsten dieser Gesteine finden

sich bei *Grythytted* im N.W. vom Wenern-See und sind nach Törnebohm etwas jünger als die grosse erzführende Schieferformation des mittleren Schwedens.

Da nun wenigstens die *Möglichkeit* einer Parallelisirung dieser entfernt von einander liegenden archaischen Schieferformationen vorliegt, bedarf man eines systematischen Begriffs für die Sedimentformationen, welche ungefähr gleichzeitig mit den Schiefen von Tammerfors gebildet worden sind. In einem früheren Aufsatz habe ich vorgeschlagen, dieselben als »*bottnisches System*» zu bezeichnen. Jedoch ist es vielleicht unrichtig, hier von einem System zu sprechen, da es unentschieden bleiben muss, ob dieser Begriff jemals mehr als einen lokalen Wert haben wird. Es ist deswegen wohl richtiger, hier einfach von *bottnischen Formationen* zu reden. *Zu dieser Abteilung wären alle die archaischen Sediment- resp. Ergussgesteine zu zählen, welche älter als der jüngere archaische Granit des grossen centralen Granitgebietes oder die mit ihnen genetisch verbundenen Granite, dagegen jünger als die wohl charakterisirten älteren Granite des südwestlichen Finlands, und die mit ihnen genetisch zusammenhängenden Gesteine sind*, indem sie von ihnen durch eine deutliche Discordanz geschieden werden.

In Anbetracht der grossen Verbreitung dieser beiden Granite erscheint es möglich, die Parallelisirung auf solchem Grund recht weit auszudehnen. Ringsum das 23,000 km² grosse centrale Granitgebietes besitzen die älteren Granite überall denselben Habitus. Noch im mittleren Schweden findet man alte archaische Granite, welche ganz dieselbe Beschaffenheit wie diese präbottnischen Granite Finlands zeigen, und gleichwie diese sehr charakteristische basischere Gesteine, wie Diorite, Gabbros und Peridotite in kleineren Massen enthalten. Besonders der s. g. *Upsalagranit* mit seinen gneissartigen Abänderungen dürfte ziemlich sicher mit den präbottnischen Graniten Finlands parallelisirt werden können. Auch unter den jüngeren archaischen Graniten Schwedens giebt es solche, welche sowohl petrologisch wie geologisch mit den postbottnischen Graniten Finlands grosse Übereinstimmung zeigen. Hier scheinen aber mehr verschiedene Abarthen der jüngeren Granite als bei uns vorzukommen, was vielleicht nur darauf beruht, dass die Erosion bei uns die tiefen unterirdischen Magmareservoire, in Schweden dagegen die aus diesen zu verschiedenen Zeiten hervorgeprägungen und in höheren Niveaus erstarrten kleineren Granitmassen blosgelegt hat.

In dem Liegenden der bottnischen Formationen der Gegend von

Tammerfors fanden wir noch echte sedimentäre Schiefer, aber sie waren mit Graniten so innig vermengt, dass es als eine hoffnungslose Aufgabe erscheint, diesen Complex nach irgend welchen stratigraphischen Gesichtspunkten einzuteilen. Ich habe früher den Vorschlag gemacht, diese präbottnischen Formationen »katarchäisch« zu nennen und unter diesen Namen überhaupt alle solche archaische Gneissformationen einzureihen, welche nach erfolgter Untersuchung einer Gegend sich als ein stratigraphisch völlig unzertrennliches Ganzes erwiesen, in welchem somit nicht einmal local eine Discordanz entdeckt werden konnte. Doch war es vielleicht übereilt, dem präbottnischen Complex des südwestlichen Finlands diese Bezeichnung zu geben. Denn wenn auch hier die in diesem älteren Complex enthaltenen Sedimentgesteine durch Faltung und Granitintrusion in so verwickelter Weise verwoben worden sind, dass es als eine hoffnungslose Aufgabe erschien, nach ihrem Liegenden hier zu suchen, so lässt es sich doch gut denken, dass man dieselben Gesteine an anderen Stellen verfolgen könnte, wo sie mit ihrem Liegenden in Berührung träten.

An dieser Stelle müsste man auch erwarten, die ursprüngliche Beschaffenheit deutlicher erhalten zu finden; denn wo einmal das Liegende erhalten ist, muss es bei späteren Dislocationen und Intrusionen *horstartig* aufgetreten sein, und *muss dann auch die darauf ruhenden jüngeren Sedimente vor Zerstörung durch die Granitintrusionen geschützt haben* (vergl. S. 194).

Bei dieser älteren Discordanz müsste dann nochmals die Frage aufgestellt werden, wie dieses ältere Liegende entstand. Enthält auch dieses wieder Gesteine, welche mit einiger Wahrscheinlichkeit als metamorphosirte Sedimente gelten könnten, so wäre es wenigstens denkbar, dass ihr Liegendes entdeckt werden könnte, und so müsste man bis in die Unendlichkeit weiter »nach unten hin« in der Formationsreihe schreiten, wenn nicht einmal ein Complex entdeckt werden könnte, welcher keine Sedimente enthielte, also von »*präsedimentärem*« Alter wäre. Nur in diesem Falle könnte man sicher sein, dass man einen ältesten *völlig unteilbaren* Complex vor sich hätte. Es ist deswegen richtiger, den Begriff *katarchäisch* für einen solchen Fall zu reserviren, denselben also *gleichbedeutend mit azoisch in seiner eng theoretischen Bedeutung zu machen*. Nur bei einer solchen Anwendung erhält derselbe eine fixirte, nicht verschiebbare Begrenzung.

Bisjetzt gelang es mir wohl nicht, die sedimentären Schiefer des präbottnischen Complexes von Tammerfors in direkter Folge bis an der Ort zu verfolgen, wo sie mit ihrem einstmaligen Liegenden in Berüh-

rung träten. Doch erscheint es, wie man bei der Betrachtung der Übersichtskarte findet, nicht gerade unwahrscheinlich, dass die präbottnischen Schiefer und schieferartigen Gneisse sich über St Michel und Nyslott bis in das östliche Finland fortsetzen. Wenn nun die vorläufig ganz provisorische Annahme einer genetischen Verbindung dieser Formationen sich bewähren würde, so würden wir die grosse Schieferformation des östlichen Finlands als den schwächer metamorphosirten Äquivalent für die präbottnischen Schiefer des westlichen Finlands betrachten müssen. Denn diese Formation geht gegen Osten hin überall in Adergneisse über, während man dagegen im Osten ihr Liegendes noch erhalten findet, welches ihr auch Schutz gegen eine stärkere Einwirkung der Metamorphose gewährt hat.

Da es in jedem Falle von Interesse ist, diese Schieferformation mit den Tammerforschiefern zu vergleichen, werde ich hier ihre petrologische Beschaffenheit und Geotektonik kurz beschreiben.

Diese Schieferformation erstreckt sich von dem nördöstlichen Ladogaufser gegen N.N.W. bis nach dem See Pielisjärvi und von dort weiter bis in die Gegend des Uleå-Sees (Vergl. die geologische Übersichtskarte, worauf ich die wahrscheinliche Verbreitung dieser Formation nach den spärlich vorhandenen Angaben bezeichnet habe). Diese Schieferzone, welche stellenweise eine Breite von mehr als 20 Kilometer besitzt, besteht vorwiegend aus mittelkörnigen *glimmerschieferartigen Gesteinen*, welche einerseits in *Phyllite*, anderseits aber in *gneissartige Schiefer* übergehen, welche petrologisch den stark gefalteten Glimmergneissen des südwestlichen Finlands sehr ähnlich sind. Die Schiefer enthalten oft Krystalle von *Granat*, *Staurolit* und *Andalusit*, welche in den phyllitischen Varietäten meistens klein sind, in den Glimmerschiefern dagegen eine Grösse von mehreren Centimetern erreichen können. In den gneissartigen Varietäten fehlen sie oft oder sind durch Anhäufungen von *Muscovit* ersetzt worden, welche in einigen Fällen erweislich Pseudomorphosen nach Granaten sind.

Infolge der starken Metamorphose, welche diese Gesteine erlitten haben, trifft man in ihnen nur selten klastische Strukturen an. Doch findet man auch hier an mehreren Stellen ganz unzweifelhafte Conglomerate, welche besonders in der Nähe des Sees Jänisjärvi an der Nordostgrenze der Schieferformation und zwar in den obersten Teilen derselben gut erhalten sind. Die Gerölle bestehen hauptsächlich aus einem glasigen *Quarzit*, welcher auch als Einlagerungen in der Schieferformation vorkommt, an einigen Localitäten auch aus dem Granitgneiss, welcher das Liegende derselben bildet. Das Cäment ist bei Jänisjärvi

phyllitisch und enthält reichlich kleine Granate. An anderen Stellen ist es quarzitisch und endlich findet man in Tohmajärvi, in der Mitte der Schieferzone, ein Conglomerat mit gut erkennbaren, gerundeten Geröllen wechselnder Beschaffenheit, in welchem *das Cäment aus einem grobkörnigen Glimmerschiefer gebildet wird*, welcher grosse Granate und gut krystallisirte Staurolite enthält.

Denselben Quarzit, welcher nahe unterhalb des Conglomeratlagers von Jänisjärvi vorkommt und ohne Zweifel ein äusserst stark umgewandelter Quarzsandstein ist, findet man auch überall in den übrigen Teilen der Schieferformation wieder, sogar dort, wo die Sedimente eine ganz gneissartige Beschaffenheit erhalten haben. Ebenso trifft man auch Einlagerungen von *Kalkstein* überall in der Schieferformation an. Durch das Vorkommen dieser »Leitlager« sowie durch die stetigen Übergänge werden die einzelnen Teile der Schieferformation sehr eng mit einander verbunden, so dass nicht im geringsten Zweifel darüber obwalten können, dass man hier eine einzige verschieden stark metamorphosirte Sedimentformation vor sich hat.

Wie man nun einerseits Übergänge zwischen Phylliten und Glimmerschiefern, die zuweilen feldspatreich und dann gneissartig werden, auf zahlreichen Stellen beobachten kann, so findet man hier auch in überaus grossem Maassstabe Übergänge zwischen diesen Gesteinen und stark *granitisirten Schiefern* oder *Adergneissen*. Gegen Westen gehen nämlich die Schiefer in der ganzen Länge der Schieferformation *allmählich* in Gesteine über, in welchen Granit bald in gut getrennten Adern und Stöcken, bald mit dem Schiefer innig vermischt in immer wachsender Menge vorkommt. Auf meilenweiten Strecken, wo die Gesteine gut aufgeschlossen sind, ist es meistens ganz unmöglich an irgend welcher Stelle eine bestimmte Grenze zwischen den sicher sedimentären Schiefern und solchen »Adergneissen« zu ziehen, welche auch oft aus einer granitischen Hauptmasse mit darin liegenden Flatschen und Streifen von dunklem Schiefermaterial bestehen. Aber auch dort, wo kleinere Massen von ganz typischem Granit innerhalb der Schieferformation auftreten, kann man zuweilen (besonders auf den Inseln im Ladoga im Kirchspiel Sordavala) an keiner Stelle eine Grenze zwischen dem Glimmerschiefer und dem Granit finden, sondern konstatirt mit Erstaunen, dass beide Gesteine durch die unzweifelhaftesten und zwar sehr schnellen Übergänge mit einander verbunden sind. Der Glimmerschiefer hat dann einen fast massigen Charakter angenommen, in dem die Glimmerblättchen nicht parallel, sondern kreuz und quer angeordnet sind. Er spaltet sich wie ein Granit in quaderartige Blöcke

und wird deswegen mit Vorteil als Monumentstein verwendet. Auch dieses massiv aussehende Gestein hat jedoch die normale Zusammensetzung eines Glimmerschiefers und geht allmählich in die schwächer metamorphosirten Glimmerschiefer und Phyllite über.

Der »Übergang« zwischen diesem sicher sedimentären Schiefer und dem Granit lässt sich nur durch eine Contacteinwirkung erklären, bei welcher der Schiefer bis zur beginnenden Schmelzung metamorphosirt wurde. Überhaupt dürfte man wohl die Granitisationserscheinungen nirgends besser studiren können, als in dieser Gegend, wo sie in so grossartigem Maassstabe auftreten und man in den glacialerodirten Uferfelsen des Ladoga jedes Detaile ausgezeichnet beobachten kann.

Man mag nun diese Erscheinungen wie man will theoretisch erklären: *Thatsache* ist jedenfalls, dass die Schieferformation vom Ladoga gegen Westen allmählich in Gesteine übergeht, in welchen weder die ursprüngliche petrologische Beschaffenheit, noch Schichtung oder Stratigraphie mehr hervortreten. Im Nordosten von diesem See findet man dagegen dieselben Schiefer *in Contact mit ihrem Liegenden*, und hier ist ihre ursprüngliche Beschaffenheit viel besser erhalten und auch der stratigraphische Bau der Sedimentformation lässt sich hier noch gut enträtseln.

Das Liegende der Schieferformationen besteht aus *granitischen Gneissen*, welche im Osten von den Schiefnern grosse Verbreitung besitzen und am Nordufer des Ladoga *auch innerhalb der Schieferzone als kleinere rundlich begrenzte Gebiete auftreten*. Der Granitgneiss zeigt niemals intrusive Contacte gegen die Schiefer. Das Streichen der sedimentären Schichten richtet sich in der Nähe der Grenze genau nach ihrem Verlauf, und das Einfallen ist hier meistens ziemlich flach (zuweilen nur 45° , während sie entfernter davon überwiegend 70° — 90° beträgt), so dass es offenbar wird, dass die Schichten der hangenden Schieferformation hier noch auf ihrem aus Granitgneiss bestehenden Liegenden ruhen. Die petrologisch verschiedenen Teile der Schieferformation folgen einander, von dem Granitgneiss gerechnet, stets in derselben Ordnung. In der Nähe des Contactes findet man immer eine 200—2000 m breite Zone von *Hornblendeschiefer*, in deren untersten und obersten Niveaus Einlagerungen von einem meistens dolomitischen *Kalkstein* vorkommen, zusammen mit welchem oft Granat-Malakolithfelse sowie Eisenerz und Kiese auftreten, die wahrscheinlich pneumatolytischer Entstehung sind. Auf die Hornblendeschieferzone folgen dann Glimmerschiefer, zuweilen feldspathaltig, quarzitisches Ein-

lagerungen etc. Da die Sedimentformation hier einen so deutlich und regelmässig geschichteten Bau besitzt, kann man hier die Mächtigkeit dieser *untersten* Teile gut abschätzen und findet dabei, dass sie wenigstens ein Tausend Meter betragen muss.

An der gerade verlaufenden Hauptgrenze zwischen der Schieferformation und dem im N.O. derselben anstehenden Granitgneiss beobachtet man niemals die ursprünglichen Contacts dieser verschiedenen Bildungen. Längs der ganzen Grenze sind die Schiefer über ihr einstmaliges Liegende *übergeschoben* worden, wobei eine weit jüngere, klastische Quarzit-Dolomit-Thonschiefer-Formation zugleich zwischen ihnen eingefaltet worden ist. Das Profil bei Jänisjärvi in Fig. 96 veranschaulicht diese Verhältnisse und zeigt zugleich die Lagerfolge in den obersten Teilen der Schieferformation. Die Mächtigkeit dieser Schichten beträgt wieder wenigstens 1,000—1,500 m.

Nun kommen in der *Mitte* der Schieferzonen Glimmerschiefer mit eingelagerten mächtigen Kalksteinmassen vor, welche sicher mit keiner von diesen Schichtreihen parallelisirt werden können, sondern den *mittleren* Teilen dieser mächtigen Sedimentformation angehören müssen. Aus der relativen Verbreitung dieser verschiedenen Schichtreihen wird es wahrscheinlich, dass diese mittleren Teile eine weitaus grössere Mächtigkeit als die untersten und obersten besitzen. Die Ge-

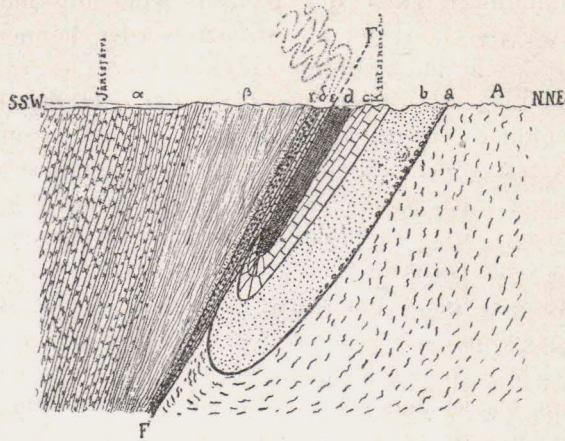


Fig. 96.

Schematisches Profil durch den Granitgneiss, die Schieferformation und die Quarzitformation beim See Jänisjärvi im östlichen Finland.

- d* Diorit, intrusiv in der Quarzitformation.
- c* Dolomit.
- b* Quarzit (oft sandsteinartig).
- a* Bodenconglomerat mit Bruchstücken aus A (wird bei Jänisjärvi nicht sichtbar).
- ε* Dolomitischer Kalkstein.
- δ* Conglomeratschiefer mit krystallinischem Cäment und Geröllen aus *γ*.
- γ* Quarzitschiefer (glasig).
- β* Phyllit.
- α* Glimmerschiefer mir reichlichem Staurolit, Andalusit und Granat.
- A* Granitgneiss.
- F* Faltenverwerfung.

sammtmächtigkeit der ganzen Sedimentformation dürfte demnach auf etwa 4—5,000 Meter geschätzt werden können.

Sehr merkwürdige Gesteine sind die *granitischen Gneisse*, welche das Liegende dieser Schiefer bilden. In den kleinen Gebieten am Ladogaufser ist das Gestein meistens von ziemlich tiefroter Farbe, sieht oft fast vollständig massig aus und besteht in einigen Varietäten hauptsächlich aus rundlichen oder linsenförmigen Körnern von Ortoklas und Quarz. Mikroskopisch hat es auch in diesen Varietäten mehr Gneissals Granitstruktur, und es giebt auch Varietäten, welche schon makroskopisch ganz gneissartig aussehen, indem sie eine deutliche Schieferigkeit und einen lageweisen Wechsel verschiedener Varietäten zeigen, welche sich durch die Farbe, das Korn und wechselnden Glimmerreichtum von einander unterscheiden. Dieser rothe Granitgneiss enthält hier oft, und zwar besonders in der Nähe des Contactes gegen die hangende Schieferformation, lagerähnliche Massen von einem *Hornblendegneiss*, der zuweilen in ein massig aussehendes dioritisches oder gabbroartiges Gestein übergeht.

In dem grossen Gebiet, das im N.O. der Schieferformation liegt, besitzen diese Granitgneisse eine mehr wechselnde Beschaffenheit. Bald sind sie gestreift, oft sogar ganz gneissartig, bald wieder massig und granitähnlich, nicht selten auch undeutlich porphyrtig ausgebildet. Die Farben zeigen zuweilen dieselben charakteristischen rötlichen Nuancen wie am Ladoga, bald sind sie aber grau, und die dunklen Mineralien, welche in einigen der meist charakteristischen Varietäten vollständig fehlen oder sehr spärlich sind, häufen sich in anderen so stark an, dass die Gesteine in dunkelfarbige gesprenkelte »Diorite« oder Hornblendegneisse übergehen.

Trotz dieser Abwechslung, welche dadurch noch bunter wird, dass hier auch später eingedrungene, jüngere Granite vorkommen, hat diese Formation im grossen und ganzen ein sehr charakteristisches Gepräge, und gleicht in ihrem Auftreten keiner der früher beschriebenen archaischen Granitformationen des südlichen Finlands. Soweit jetzt bekannt, durchdringen sie niemals die umgebenden Gesteine und enthalten auch keine sicheren Schiefereinschlüsse. In einigen Varietäten findet man wohl Partien von einem biotitreicheren Gestein, die zuweilen recht scharf begrenzt sind, aber eben so wohl als Schlieren oder zerrissene Teile von glimmerreicheren Lagen wie als wirkliche Einschlüsse gedeutet werden können. Auch hat man innerhalb des Gebietes, wo der Granitgneiss das herrschende Gestein bildet, kleinere Gebiete von glimmerschieferartigem Gneiss gefunden, dessen Beziehungen zu jenem

schwer zu enträtseln sind, um so mehr, als in dieser Gegend auch jüngere Intrusivgranite vorkommen. *In jedem Falle dürfte es keine einigermaßen ausgedehnte Formation von sicher sedimentären Schiefnern geben, welche älter als diese Granitgneissformation wäre.* Es erscheint somit sehr wahrscheinlich, dass wir es hier wirklich mit einer »präklastischen«, also auch sicher azoischen Formation zu thun haben.

Nun ist es von besonderem Interesse, dass diese uralte, nur aus gneissartigen Gesteinen bestehende Formation in der s. g. »Jerngneissformation« des westlichen Schwedens ihre exacte Entsprechung hat. Auch diese Formation ist die älteste der betreffenden Gegend und enthält bei einer ungeheuren Verbreitung keine glimmerschieferartigen Gesteine. Der petrologischen Beschaffenheit nach sind diese Gesteine den ostfinländischen oft zum Verwechseln ähnlich und auch in Schweden findet man in dieser Formation lagerartige Massen eines basischen Gesteins, des s. g. »Hyperites«, welches wenn es stärker metamorphosirt wird, den Hornblendegneissen des östlichen Finlands vollständig ähnelt. Die Schieferungsflächen nehmen in diesem Granitgneisse über weite Strecken eine *fast horizontale* Lage ein.

Diese Formationen sind somit der chemischen und mineralogischen Beschaffenheit nach den Tiefengesteinen ähnlich, zeigen aber zugleich einen typischen Gneisscharakter und sind auch in ihrem geologischen Auftreten von den echten Tiefengesteinen sehr verschieden. Da sie weiter an den beiden Stellen das *älteste* der ganzen präcambrischen Gesteinsreihe bilden, so erscheint mir die schon früher erwähnte Annahme keineswegs abenteuerlich, nach welcher man hier wirklich »präsedimentäre« Gesteine, also mit anderen Worten *Teile der ersten Erstarrungskruste der Erde* vor sich hätte.

Es ist wahr, dass in letzterer Zeit die Mehrzahl der Geologen der Annahme, dass man an irgend welcher Stelle diese erste Erstarrungskruste finden könnte, skeptisch entgegengetreten sind. Ich habe mich auch selbst früher gegen diese Ansicht ablehnend verhalten. Und doch muss wohl Jedermann Rosenbusch darin Recht geben, dass »wenn überhaupt Theile der ersten Erstarrungskruste von Menschenaugen je gesehen worden, dieselben in den tiefsten Abtheilungen des Grundgebirges zu suchen sind.«¹

Hier tritt nun dieselbe Ansicht wieder in einer ganz concreten Form auf, in dem ein faktisches Material vorliegt, welches untersucht werden kann und dessen Alter sich nach oben genau begrenzen lässt.

¹ Zur Auffassung des Grundgebirges. N. Jahrb. Min. 1889, Bd. II. S. 88.

Auf diesem exakten Boden wird sich wohl die Frage in der Zukunft noch entscheiden lassen.

Wenn nun in jedem Falle die Annahme berechtigt ist, dass diese Granitgneissformation älter als alle anderen Gesteine des südlichen Finlands ist, so finden wir hier eine¹ Formation, welche dem oben aufgestellten Begriff »*katarchäisch*« genau entspricht. Da in dieser Formation keine sedimentären Gesteine vorkommen, braucht man nicht zu fürchten, hier weitere Discordanzen zu finden. Man kann ziemlich sicher sein, dass diese katarchäische Formationen immer *stratigraphisch unzertheilbar* bleiben werden.

Was nun wieder die *hangende Schieferformation* derselben Gegenden angeht, so ist ihr Alter *nach oben* durch die Beziehungen zu den sie durchdringenden Graniten festgestellt. Diese z. T. gneissartigen, meistens rötlichen Granite erstrecken sich längs dem nördlichen Ladogaufer gegen S.W. und setzen sich längs der nördlichen Grenze des Rapakivigebietes (und wahrscheinlich unter demselben) weiter fort, um am Nordufer des finnischen Meerbusens wieder in grossen Massen aufzutreten.

Nun sind dieselben Granite, wie S. 204 erwähnt wurde, sicher jünger als die Uralitporphyrite und die zusammen mit ihnen auftretenden Schiefer. Die Schiefer am Ladoga können somit *nicht jünger* als bottnisch sein, in dem Sinne, den wir oben diesem Wort gegeben haben. Vergleicht man aber den petrologischen Charakter beider Gesteinsgruppen, so findet man, dass die »ladogischen« Schiefer *im allgemeinen* viel stärker metamorphosirt sind als die bottnischen. So feine Einzelheiten der primären Struktur wie dort findet man in ihnen niemals erhalten. Nur an einigen Stellen sind sie so gut erhalten, dass sie noch eine phyllitische Beschaffenheit zeigen und dass eine ursprüngliche Conglomeratstruktur erhalten bleibt; die Hauptmasse ist in glimmerschiefer- und gneissartige Gesteine umgewandelt worden. Wenn man ferner in Betracht zieht, dass sie auf einer uralten Unterlage ruhen und dass sie durch diese Lage offenbar im hohen Grade gegen spätere Metamorphose geschützt werden mussten, so scheint mir die Annahme wahrscheinlich zu sein, dass sie eine *sehr alte* Formation bilden, in jedem Falle viel älter als die bottnischen Sedimente und wahrscheinlich auch älter als die Granite ihres Liegenden. Da nun diese präbottnischen Granite auch in den Gegenden W. von den ostfinländischen Schieferformationen vorkommen, wird man hier in der nächsten Zukunft die Frage von dem gegenseitigen Alter dieser grossen archaischen Sedimentformationen sicher entscheiden können.

Das folgende Schema giebt eine Übersicht der Verschiedenheiten zwischen den bottnischen und dieser von mir s. g. *ladogischen* Schieferformation.

Tabellarischer Vergleich zwischen den bottnischen und der ladogischen Schieferformation.

Bottnische Schiefer des westlichen Finlands:

Werden von dem jüngsten Grundgebirgsgranit der Gegend durchsetzt.

Überhaupt gleichförmig und unter Stereotypirung der ursprünglichen Struktur metamorphosirt. Phyllitcharakter vorherrschend. Andalusit und Granat ziemlich selten vorhanden. Adergneisse im Vergleich mit den echten Schiefen in zurücktretender Menge.

Bestanden ursprünglich etwa zur Hälfte aus umgewandelten Thon- und feldspatschüssigen Sandlagern, zur Hälfte aus Tuffen und Ergussgesteinen. Conglomerate mit Geröllen von diesen Gesteinen sowie von Diorit, Syenit und Schiefergesteinen des Liegenden. Quarzit und Kalkstein fehlen vollständig.

Im Liegenden ein Gemisch von Schiefen und intrudirten grauen gneissartigen Graniten.

Ladogische Schiefer im östlichen Finland:

Werden von den jüngeren Grundgebirgsgraniten der Gegend durchsetzt. Die Beziehungen zu den älteren, grauen Graniten des mittleren und westlichen Finlands sind noch nicht genauer erforscht worden.

Sehr ungleichförmig, meistens unter fast vollständiger Zerstörung der ursprünglichen Struktur metamorphosirt. Glimmerschiefercharakter vorherrschend. Granat, Andalusit, Staurolit etc. äusserst häufig und oft in grossen Krystallen vorhanden. Übergänge in Adergneisse kommen häufig und in kolossalem Maassstabe vor.

Ausser umgewandelten Thonschiefern sehr häufig Quarzite, Kalksteine und Hornblendeschiefer unbekannter Ursprungs. In den Conglomeraten hauptsächlich Gerölle von diesem Quarzit und von dem Granitgneiss des Liegenden.

Im Liegenden sind bisjetzt nur Granitgneisse und Hornblendegneisse gefunden worden.

Wenn nun die Ablagerungszeiten der Sedimente, durch deren Umwandlung die bottnischen und ladogischen Schiefer entstanden sind, wie mir wahrscheinlich erscheint, durch die erste grosse Granitintrusions-

epoche, die im südlichen Finland stattgefunden hat, getrennt worden sind, so wird man in den Gegenden, wo diese älteren präbottnischen Granite vorkommen, die verschiedenen Formationen nach ihrem Verhalten zu diesen Graniten unterscheiden können. Wo aber diese Schiefer von dem *postbottnischen* Granit durchdrungen werden und durch seine Einwirkung in Adergneisse verwandelt worden sind, da wird es wohl immer unmöglich sein zu entscheiden, welche Teile des Schiefergemengteiles dieser Adergneisse den bottnischen, welche den ladogischen Schiefen zugehören. In der That findet man in der Gegend von St Michel und Nyslott an mehreren Stellen in den Adergneissen, welche bei dem Hervordringen des jüngeren Granites granitisirt worden sind, Schiefer mit noch deutlich erhaltener Conglomeratstruktur, von welchen es wenigstens vorläufig, aber vielleicht auch immer zweifelhaft sein wird, ob sie mit den Conglomeraten der Tammerforsgegend oder mit den ladogischen zu parallelisiren sind.

Unter den Glimmerschiefen des nördlichen Finlands, welche auch oft Conglomerate mit Quarzitgeröllen und dolomitische Kalksteine enthalten, dürften sehr wahrscheinlich Äquivalente der ladogischen Schiefer vorkommen.

Auch in Schweden kommen nach der Darstellung Törnebohms sicher mächtige Schieferformationen vor, welche ihrem Alter nach *zwischen den jüngsten archaischen Schiefen*, welche ihrem Typus nach den bottnischen entsprechen, *und dem ältesten Granitgneiss liegen*. Ob nun unter diesen Formationen, zu welchen auch die eisenerzführende s. g. »Granulitformation« des mittleren Schwedens gehört, solche vorkommen, welche mit einiger Wahrscheinlichkeit mit den »ladogischen« parallelisirt werden könnten, lässt sich zur Zeit nicht entscheiden.

Wenn aber einmal das ganze archaische Gebiet des europäischen Nordens nach geologischen, nicht lediglich petrologischen Gesichtspunkten aufgenommen sein wird, dann werden viele dieser Fragen von selbst eine Lösung finden. Schon mit einem Blick auf die Karte wird man die Hauptzüge der Geotektonik dieser Gegenden erkennen. Die Wurzeln der alten Gebirgsketten werden deutlich hervortreten, die Zusammengehörigkeit oder der Unterschied der verschiedenen sedimentären und eruptiven Formationen wird in vielen Fällen ohne weiteres einleuchten. Bisjetzt kann man nur einige der Hauptzüge der Geologie dieser älteren Formationen in schwachen Umrissen wahrnehmen (vergl. die Karte in Fig. 97, S. 220).

Aber in jedem Falle kennen wir schon jetzt genug von der Geologie dieser ältesten Sedimentformationen, um überzeugt sein zu kön-

nen, dass die *bottnischen Sedimentformationen nicht die ältesten existierenden sein können*, da man auch in ihrem Liegenden sedimentäre Schiefer findet, und dass somit *ihre Mächtigkeit nur einen sehr unbedeutenden Teil der Gesamtmächtigkeit der archäischen Sedimente angiebt*.

Beweise für das präcambrische Alter der bottnischen Sedimentformationen. Übersicht der jüngeren präcambrischen Geologie des südlichen Finlands.

Wenn in archäischen Gesteinen solche Strukturen entdeckt werden, welche beweisen, dass diese rätselhaften Gebilde durch *actuelle Ursachen* entstanden sind, so kann man darauf gefasst sein, Einwendungen von zwei entgegengesetzten Gesichtspunkten zu hören. Einerseits wird die Richtigkeit der Beobachtungen oder der Deutung der geschilderten Thatsachen bezweifelt. Wenn aber die Beweise in dieser Beziehung unwiderleglich erscheinen, dann wird einfach das archäische Alter in Abrede gestellt.¹

Die erste Einwendung ist wie ich hoffe durch die gegebene petrologische Schilderung schon genügend widerlegt worden. Was die zweite Einwendung betrifft, so wird es wohl den finländischen und schwedischen Geologen wie ein Kampf gegen Windmühlen erscheinen, dieselbe ausführlicher zurückweisen zu hören, da unter ihnen darüber keine Meinungsverschiedenheit herrscht, dass das Grundgebirge ihrer Heimath von *archäischem*, d. h. sehr *hoch präcambrischem Alter* ist. Denjenigen, welche mit der Geologie der betreffenden Gegend nicht eingehender vertraut sind, und besonders denen, welche selbst hauptsächlich paläozoische krystallinische Schiefer studirt haben, welche ja auch schon in Norwegen vorkommen, wird diese Ansicht keineswegs eben so axiomatisch vorkommen. In der That kann man Äusserungen mehrerer der bedeutendsten Autoritäten citiren, welche beweisen, dass die gegenteilige Annahme nahe zur Hand liegt.

¹ So sind z. B. gegen meine Schilderung der *archäischen Ergussgesteine* von Kalvola und Tammela, die ich im Jahre 1891 veröffentlichte (Tschermaks Min. u. petr. Mitth. XII. S. 97), diese beiden Einwendungen von verschiedenen Seiten gemacht worden. Vergl. Jahrb. preuss. geol. Landesanst. 1891. S. 217, Fennia 12, N:o 2. S. 19 u. deutsch. Résumé, S. 28 u. Fennia 12, N:o 3. S. 21 u. 29.

Dieses geht u. a. aus der vorsichtigen Ausdrucksweise Sir Archibald Geikies hervor, wenn er sagt: »from Scandinavia a great series of crystalline rocks presumed to be pre-Cambrian ranges through Finland into the north-west of Russia», etc.¹

MichelLévy ist sogar der Ansicht, dass die Granitintrusionen, welche vor allem den Gesteinen des Grundgebirges ihren krystallinischen Charakter verliehen haben, *vorwiegend* während paläozoischer Zeit stattgefunden haben.²

Da wie Barrois sagt³, es sehr wahrscheinlich erscheint, »que les terrains paléozoïques sont destinés à s'étendre de plus en plus sur les cartes géologiques, au dépens des terrains primitifs, par adjonction de faciès métamorphiques, gneissiques et micaschisteux», kann derjenige Geologe, der nicht an Ort und Stelle wohnt, wohl annehmen, dass dieses Schicksal auch die hier geschilderten Formationen treffen könnte⁴, und dass man es also mit metamorphosirten paläozoischen Sedimenten zu thun hätte.

In *petrologischer* Beziehung ist es natürlich ziemlich gleichgültig, ob diese Gesteine von paläozoischem oder archaischem Alter sind. Das Schwergewicht liegt ja darin zu beweisen, dass diese Gesteine, trotzdem dass sie *typische krystallinische Schiefer* von dem im Grundgebirge vorherrschenden Typus sind, *zugleich echte Sedimente, Ergussgesteine* etc. waren. Wenn aber nun einmal während paläozoischer Zeit solche Prozesse stattgefunden haben, welche auf diese Weise die Gesteine umprägen konnten, so ist es völlig unverständlich, warum sie nicht auch früher haben stattfinden können.

Wie wir schon gezeigt haben, sind diejenigen Schiefer, welche unzweifelhaft klastische Strukturformen aufweisen, über das ganze krystallinische Gebiet des europäischen Nordens verbreitet⁵, und sind über-

¹ Textbook of Geology. 3:d ed. 1893. S. 713.

² »Aucune d'entre elles ne paraît antérieures au terrain cambrien; mais, à partir de la fin de cette période, elles se sont produites avec une extraordinaire abondance.» A. MichelLévy, Sur l'origine des Terrains cristallins primitifs. Bull. Soc. Géol. de France, 3:e série, T. XVI, p. 102, 1888.

³ Annales Soc. Géol. du Nord, II, 1883—84, S. 139.

⁴ Barrois hat sich jedoch selbst *für* die Annahme des archaischen Alters der hier betreffenden Formationen ausgesprochen. Vergl. Bull. Soc. géol. de France. 1897. T. XXV S. 724.

⁵ Ausser den hier beschriebenen Conglomeratschiefern der Gegend von Tammerfors hat man Conglomerate, von deren Echtheit ich mich selbst durch Besuch der Localität oder durch die Untersuchung von Handstücken überzeugt habe, in den älteren archaischen Schieferformationen Finlands und Schwedens auf folgenden Stellen gefunden:

Im mittleren Finland:

Haukivuori, Umgebungen der Städte S:t Michel u. Nyslott,

all mit den hier vorkommenden oft gneissartigen Graniten aufs innigste verwoben. Diese Granite besitzen eine *sehr grosse räumliche Verbreitung* und es zeigt sich sowohl hierdurch wie aus der übereinstimmend fast senkrechten Lage der Schichten, dass die gewaltigen, mit Granitintrusionen verbundenen Dislocationen, welche die betreffenden Sedimentgesteine erlitten haben, *keine lokalen Erscheinungen* waren, sondern einst die ganze Gegend betrafen, worin man jetzt diese krystallinen Schiefer anstehend findet.

Nun liegen die *cambrisch-silurischen* Gebilde von Esthland, an dem Südufer des Finnischen Meerbusens, überall *gänzlich horizontal*, und sind von noch als *Thon* erhaltenen Sedimenten unterlagert.

Bei Tiefbohrungen in St Petersburg hat man unterhalb dieses cambrischen oder richtiger gesagt jüngst präcambrischen Thons einen roten gneissartigen Granit angetroffen, welcher dem postbottnischen Granit des südlichsten Finlands vollständig ähnlich ist.

Auch unter den Silurgebildnen, welche am Boden des Bottnischen Meerbusens im Norden von Åland liegen, sind niemals contact- oder dislocationsmetamorphosirte Gesteine gefunden worden. Endlich findet

Im östlichen Finland:

Soanlaks, Tohmajärvi.

Im nördlichen Finland:

Ylivieska u. a. O. in Österbotten.

Taivalkoski im Kirchspiel Tervola am Kemi älf.

Im nördlichen Schweden:

Am Skellefte älf (nach unveröffentlichten Untersuchungen von Herrn Prof. A. G. Högbom.

Im mittleren und südlichen Schweden:

Elfvestorp u. a. O. in der Gegend von Grythyttan, Örebro län (A. E. Törnebohm, Öfversigtskarta öfver Mellersta Sveriges Bergslag, blad 4, beskr. S. 37).

Åmål und Tydje am Wenern-See (A. E. Törnebohm, Beskr. till bladet Åmål, Sveriges Geol. Und. N:o 34. S. 19 u. 21.

Zwischen Rödja und Lannaskede in Småland (M. Stolpe, Beskr. till bladet Nydala, Sveriges Geol. Und. Ser. Ab. N:o 14, S. 24 u. Tafl. I, 1 u. 2.)

Vestanå in Schonen (G. De Geer, Geol. Fören. Förh. Bd. 8, S. 30 und H. Bäckström, Vestanåfältet, Sv. Vet. Ak. Handl. B. 29, N:o 4. (engl. Summary of the contents). Diese gediegene Arbeit kam mir erst während der Drucklegung des petrologischen Teils meines Aufsatzes in die Hände, und ich konnte daher die darin zahlreich enthaltenen, interessanten Beobachtungen über die Umwandlung dieser oft sehr analogen archaischen Sedimentgesteine Schonens nicht als Vergleichsmaterial für meine Arbeit verwerten).

Vergl. weiter den Aufsatz A. E. Törnebohms in Geol. Fören. Förh. Bd. 18, S. 285, wo noch mehrere Vorkommnisse solcher archaischer Conglomerate erwähnt werden.

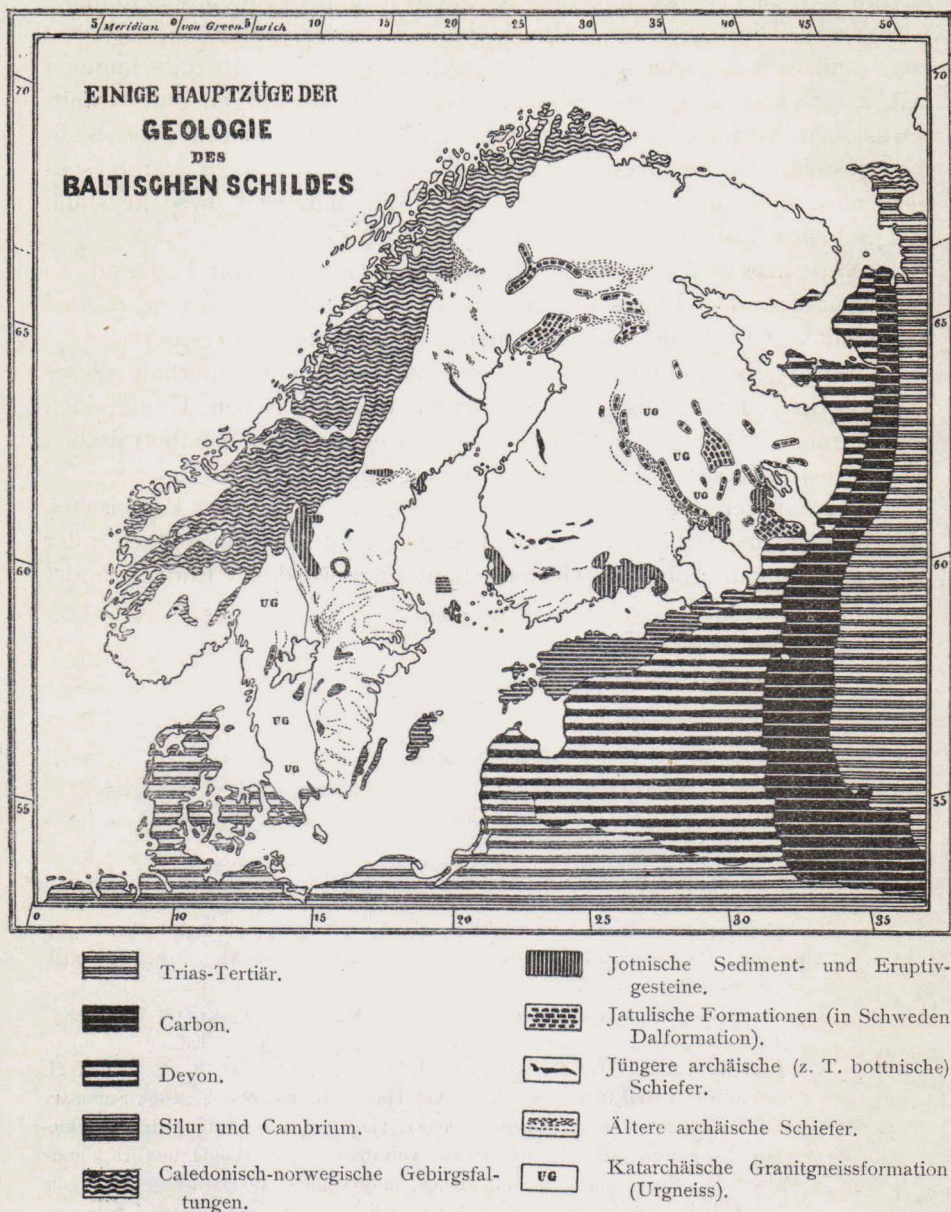


Fig. 97.

Einige Hauptzüge der Geologie des baltischen Schildes.

man im mittleren Schweden auf zahlreichen Stellen isolirte Gebiete cambrisch-silurischer Sedimente, die meistens fast *horizontal liegen*, und

deren Beschaffenheit gegen diejenige der sie umgebenden krystallinischen Schiefer den schärfsten Contrast bildet. Erst wenn man sich dem Kjö- lungebirge nähert, findet man die ersten Spuren der caledonisch-norwegischen Gebirgsfaltung, welche die westlichsten und nördlichsten Teile des jetzigen Scandinaviens in postdevonischer Zeit übergangen hat. *Es giebt bisjetzt keine einzige Thatsache, welche dafür sprechen würde, dass diese Faltung sich über das östliche Schweden und Finland erstreckt hätte, sondern im Gegenteil spricht alles dafür, dass hier seit cambrischer Zeit und sogar schon früher, was die tangentialen Bewegungen betrifft, völlige Ruhe geherrscht hat.*

Man braucht auch nur einen Blick auf eine geologische Karte von Schweden zu werfen (siehe auch die Kartenskizze in Fig. 97), um zu erkennen, dass das gefaltete und granitdurchsetzte Grundgebirge in seiner Gesamtheit älter als diese cambrisch-silurischen Gesteine ist. Die Schieferformationen, deren Schichten überwiegend ganz steil stehen, verbreiten sich über die ganze Gegend zwischen den paläozoischen Gebieten und erstrecken sich oft bis an ihre unmittelbare Grenze, und alle Granite, welche Spuren einer erlittenen Regionalmetamorphose zeigen, sind ebenfalls älter als das Cambrium. Diese schwedischen Schieferformationen sind nun den finländischen völlig analog und enthalten wie schon erwähnt wurde an zahlreichen Stellen eben so typische Conglomerate wie jene. Durch die Behauptung, dass alle finländischen sedimentären Schiefer von paläozoischem Alter seien, würde somit eine eventuelle Widersacher der actualistischen Doctrine nichts gewinnen. Wohl würde aber eine solche Annahme, wenn sie allgemeiner anerkannt werden würde, in der Geologie des scandinavisch-finländischen Grundgebirges eine hoffnungslose Unordnung anstiften. Wenn nun Jemand eine solche neue Ansicht gegen die einstimmige Meinung der hier arbeitenden Geologen einführen wollte, muss wohl jedenfalls das onus probandi ihm gebühren, da für die gegenteilige Ansicht so viele zwingende Gründe angeführt worden sind. Überhaupt dürfte wohl die Forderung berechtigt sein, dass man nicht, wie so oft geschieht, das Alter oder die Entstehungsweise der Gesteine einer gewissen Gegend nach den Erfahrungen beurteilen soll, welche in *anderen* entfernten Gegenden angestellt worden sind, wo Gesteine mit ähnlichem Habitus vorkommen, sondern dass man das Alter und die Classification jeder Formationsreihe an Ort und Stelle nach den besten dort vorliegenden Gründen bestimmen soll.

Wenn nun auch in Finland fossilienführende paläozoische Gesteine völlig fehlen, so findet man hier andere Sediment- und Eruptivge-

steine, welche jünger als das gefaltete Grundgebirge sind und durch welche sich das Alter desselben nach oben abgrenzen lässt.

Die wichtigsten dieser Gesteine sind die s. g. *Rapakivigranite*, welche im südlichen Finland grosse Verbreitung besitzen und auch in dem gegenüberliegenden Teil von Schweden vorkommen (vergleiche die Übersichtskarte und die Kartenskizze in Fig. 97, wo sie unter der Bezeichnung jotnische Sediment- und Eruptivgesteine angegeben sind). Es sind grobkörnige, eigentümlich porphyrtartige Granite von rotbrauner Farbe, welche häufig in Granit- und Quarzporphyre übergehen und auf Hogland von Tuffen begleitet werden. Diese Gesteine zeigen nicht nur ihrer Struktur nach, welche durch das Fehlen aller dynamometamorphen Erscheinungen gekennzeichnet wird, eine grosse Verschiedenheit von den älteren, z. T. gneissartigen, archaischen Graniten.¹ Auch in dem Auftreten zeigt sich ein grosser Unterschied, indem diese vorwiegend als stock- und lagerartige Massen zwischen den Fugen der krystallinischen Schiefer des Grundgebirges eingeschaltet sind, während dagegen die Rapakivigesteine, wie aus den Karten hervorgeht, scharfeckig begrenzte Gebiete bilden, in deren Innerem grosse Einförmigkeit herrscht und deren Grenzen die lagerartigen Gesteine des umgebenden Grundgebirges quer durchschneiden.

In naher örtlicher Verknüpfung mit den Rapakivigraniten kom-

¹ In früheren Aufsätzen und besonders in meiner Polemik mit Cohen und Deecke (Mitt. naturw. Ver. Neu-Vorpommern u. Rügen, 24 Jahrg. 1892, S. 1) habe ich diesen Unterschied mit vielleicht gar zu grosser Schärfe betont. Nachdem ich später das Rapakivigebiet von Ragunda in Schweden und die Contacte des Rapakivigebietes N.O. vom Ladoga kennen gelernt habe, bin ich selber auch zur Überzeugung gekommen, dass der Rapakivi, der auf Hogland so deutlich *effusiv* auftritt, doch in vielen, wahrscheinlich sogar den meisten Fällen *intrusiv* auf unterirdischen Spaltenräumen erstarrt ist. Ob es nun zweckmässig ist, den Namen Lakkolith auch für solche Eruptivmassen anzuwenden, welche nicht im Zusammenhang mit Faltungsbewegungen hervordrangen, und die von keinen sedimentären Schichten bedeckt werden, ist dabei eine Frage von geringerem Interesse.

Was den von mir stark betonten Unterschied zwischen den Contacten der Rapakivigesteine und denjenigen der älteren Granite betrifft, so glaube ich wohl noch immer, dass man solche Intrusivcontacte, wie z. B. den in Fig. 82 abgebildeten, wo der gewaltsam zerrissene Schiefer zahlreiche zerfetzte Einschlüsse in dem archaischen Granit bildet, bei dem Rapakivi vergebens suchen wird. Doch halte ich es jetzt für wahrscheinlich, dass in vielen Fällen auch das Hervordringen der archaischen Intrusivgranite nicht lediglich im Zusammenhang mit der von der Gebirgsfaltung verursachten mechanischen Zerreissung der Schiefermassen geschah, sondern dass diese Granite sich auch selbst durch Auflösung und Einschmelzung der nebenliegenden Gesteine ihren Weg bahnten, und in diesem Falle werden ihre Contacte von denjenigen der Rapakivigesteine, welche ihre zuweilen massenhaft vorkommenden Einschlüsse in grossem Maassstabe corrodirt und umgeschmolzen haben, principiell nicht so sehr verschieden sein.

men auch Olivindiabase (Åsby-Diabase) vor, welche sie durchdringen und somit jünger sind, während andere an den Grenzen der Rapakivi-gebiete auftretende gabbroartige Diabase oder richtiger gesagt »Anorthosite« sich als älter wie jene erweisen und als Einschlüsse in ihnen vorkommen.

Ebenso eng wie mit diesen Diabasen ist der Rapakivi mit gewissen *Sandsteinen* räumlich verknüpft, welche in der Nähe von Björneborg in Finland und bei Gefle und an der ångermanländischen Küste im gegenüberliegenden Teil von Schweden vorkommen und welche wenigstens an der zuletzt erwähnten Stelle direkt auf dem Rapakivigranit ruhen. Für alle diese Sandsteine wird ein präcambrisches Alter angenommen, hauptsächlich auf Grund der Analogie, welche sie mit dem nahe liegenden, sicher präcambrischen Sandstein von Dalecarlien zeigen.¹

Auch beim Ladoga trifft man in der Nähe der Rapakivigebietes auf den Walamoinselfn sowie auf der »karelischen Landzunge« zahlreiche lose Blöcke eines ähnlichen Sandsteins, welcher auf dem Boden des nördlichen Ladoga anstehen muss.

Das präcambrische Alter der Rapakivigesteine wird nun schon aus den Beziehungen zu diesen Sandsteinen und aus ihrem Auftreten ausschliesslich innerhalb der Grenzen des Urgebirgsgebietes, und zwar vorwiegend nahe an den Grenzen desselben, sehr wahrscheinlich. Den sicheren Beweis für das präcambrische Alter der Rapakivigesteine, eine Lehre, welche einer der wichtigsten Fundamentalsätze der finländischen Geologie bildet, lieferte aber zuerst J. G. Andersson, welcher auf der Insel Gotska Sandön Blöcke von einem untercambrischen, *Torellella laevigata* enthaltenden Bodenconglomerat entdeckte, worin einige Gerölle vorkamen, die, wie ich mich durch Autopsie überzeugen konnte, aus einem granophyrischen Rapakivigranit von åländischem Typus bestanden.²

Da nun die erwähnten präcambrischen Sediment- und Eruptivgesteine, welche keine Einwirkung einer Dislocationsmetamorphose mehr erlitten haben, über das ganze Gebiet zwischen dem Kjölengebirge und dem Onega verbreitet sind, so geht daraus hervor, *dass in dieser ganzen Gegend die Gebirgsfaltungen vor dem Hervordringen des Rapakivi, also in alt präcambrischer Zeit, gänzlich aufgehört hatten.*

Nun giebt es aber in denselben Gegenden auch präcambrische

¹ A. E. Törnebohm, Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 18. S. 289. A. G. Nathorst, Jordens historia, S. 590 ff.

² Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 18. 1896. S. 58.

Sedimentgesteine, welche mehr oder weniger stark *gefaltet* worden sind, die aber von den archaischen Graniten nicht durchdrungen werden. In diesen Formationen, welche im östlichen und nördlichen Finland, sowie in dem angrenzenden Teil von Russisch-Karelien ihre Hauptverbreitung haben, spielt ein *Quarzit* die Hauptrolle, welcher noch deutliche Wellenfurchen zeigt und überhaupt die klastische Beschaffenheit noch viel deutlicher als die bottnischen Schiefer erkennen lässt. An den Grenzen gegen das Liegende treten *Bodenconglomerate* in grossen Massen auf, welche oft allmählich in »regenerirte Granite«, d. h. aus wiederverkittetem Verwitterungsgrus von den Graniten des Liegenden bestehenden Gesteine, übergehen. Die Conglomerate und Quarzite besitzen bei Jänisjärvi (siehe die Profile in Fig. 96, S. 211) und in Suojärvi eine Gesamtmächtigkeit von etwa 1,000 m. Der Quarzit wird auf diesen Stellen von einem c. 500 m mächtigen, rötlichen Dolomit überlagert, auf welchem dann in Suojärvi und an vielen Stellen in Olonez c. 200 m Thonschiefer folgt. Dieser Thonschiefer enthält bei Schunga am nördlichen Ufer des Onega und in Suojärvi in Finland Einlagerungen einer *Kohlenart*, welcher seinen Eigenschaften nach in der Mitte zwischen Anthracit und Graphit steht, und der von Inostranzeff *Schungit* genannt wurde.¹ Dieses Kohlenlager hat bei Schunga eine Mächtigkeit von 2 m und verdient deshalb besondere Aufmerksamkeit, weil es das älteste bisher gefundene Vorkommnis einer nicht krystallinischen Kohle sein dürfte.

Der Thonschiefer, welcher bei einem schwachen Einfallen meistens einen verticalen Clivage aufweist, zeigt *keine Einwirkung der starken Contactmetamorphose*, welche die benachbarten Schiefer des Liegenden erlitten haben. Derjenige Granit, welcher diese älteren Schiefer durchdringt, findet sich auch *als Gerölle in den Bodenconglomeraten der Quarzitformation* und ist somit ohne Zweifel älter als diese. Dagegen werden die Gesteine der betreffenden Formation von einem *Diorit* durchdrungen, welcher auch anscheinend lagerartig in ihr auftritt. Er geht einerseits in *Amphibolite* und andere peridotitische Gesteine, andererseits in saurere, syenitische Tiefengesteine über, welche sich jedoch schon durch den schwächeren Grad der Metamorphose von den Tiefengesteinen des Liegenden scharf unterscheiden.

Diese Formationen halbklastischer Sedimente sind überall mehr oder weniger stark *gefaltet* worden. In dem Gebiet von Suojärvi, wo sie von dem ältesten Granitgneiss des östlichen Finlands umgeben sind,

¹ Jahrb. für Min. 1880. Bd. 1. S. 98; 1886. Bd. 1. S. 92.

welcher bei späteren Gebirgsfaltungen horstartig aufgetreten ist, be-
tragen die Böschungswinkel an den Grenzen 45° — 60° , in der Mitte
oft nur 10° — 15° , und ähnliche Verhältnisse scheinen am Onega vor-
zuwalten (Vergl. die Profile v. Helmersens¹. In denjenigen Gebieten,
welche sich von Jänisjärvi im Norden des Ladoga gegen die Seen
Pielisjärvi und Uleåträsk (Oulunjärvi) erstrecken, und die *vorwiegend*
an der Grenze zwischen der mächtigen »ladogischen« Schieferformation
und ihrem Liegenden (d. h. dem Granitgneiss) vorkommen, beträgt das
Einfallen meistens 60° — 70° , in einigen Fällen jedoch nur 45° . Hier
werden sie scheinbar von den archäischen Schiefen überlagert, mit
denen sie fast vollständig das Streichen teilen, was aber nur auf einer
Überschiebung beruht. Vergl. das Profil und die Schilderung auf S. 221.

Diese Formationen, in welchen die Beschaffenheit und die strati-
graphischen Verhältnisse überall sehr ähnlich sind, erstrecken sich in
fast ununterbrochener Folge vom Ladoga und Onega bis zum nördli-
chen Teil von Finland. Wenn sie nun, wie von russischen Forschern
angenommen worden ist², von devonischem und carbonischem Alter
wären³, so müsste man somit annehmen, dass während carbonischer
oder späterer Zeit ein grosses, von N.N.W. nach S.S.E. verlaufendes
Kettengebirge in dieser Gegend existirt hätte. Wirft man einen Blick
auf die Kartenskizze in Fig. 97, auf welcher die Verbreitung der
betreffenden »jatulischen« Formationen und ihre Streichrichtungen an-
gegeben sind, so leuchtet gleich die Unwahrscheinlichkeit einer solchen
Annahme ein. Denn während das betreffende Faltensystem über das ganze
nördliche und östliche Finland und den Hauptteil von Russisch-Karelien,
d. h. über ein Areal, welches 800 Kilometer in der Länge und 300
Kilometer in der Breite misst, verbreitet ist, findet man unmittelbar im
Süden von der Gegend, welche diese Faltungen betroffen haben, einen
breiten Saum von meistens fast ungestört liegendem Devon, welcher sich
von Estland längs der Südküste des finnischen Meerbusens, Ladogas und
Onegas nach Archangelsk zieht, und welcher nach den Angaben W.

¹ G. v. Helmersen, Geologische und physico-geographische Beobachtungen im Olone-
zer Bergrevier. Beitr. zur Kenntn. d. Russ. Reiches, 2te F. Bd. V. 1882.

² A. Inostranzeff, Studien über metamorphosirte Gesteine im Gouvernement Olonez.
Leipzig 1879. S. 265.

A. A. Иностранцевъ, Геологическій очеркъ Повѣнецкаго уѣзда Олоонецкой губерніи.
Мат. для геологій Россіи, изд. Имп. С.-П. Мин. Обш. III. VII. 1877.

Vergl. auch Carte géologique de la Russie de l'Europe, éditée par le Comité géologi-
que, St. Pétersbourg 1892.

³ Es muss bemerkt werden, dass diese Ansicht zu einer Zeit entstand, da man über-
haupt noch keine präcambrischen Sedimente aus dieser Gegend kannte.

Ramsays noch an einzelnen Stellen auf der Halbinsel Kola auftritt. Wenn nun auch diese devonischen Schichten an einzelnen Stellen, wie z. B. am Andoma-Flusse im Osten von Onega, locale Störungen zeigen, so kann allein dadurch die Existenz eines postdevonischen Faltengebirges nicht bewiesen werden.¹ Denn es ist ja ganz natürlich, dass an der Grenze zwischen dem paläozoischen Territorium Nordrusslands und dem im N.W. davon liegenden grossen Horst von präcambrischen Gesteinen, welcher, wie u. a. W. Ramsay gezeigt hat, eine *Verwerfungsgrenze* ist, solche Störungen auftreten müssen, welche sich auch als monoclinale Flexuren äussern können. Dieselben Dislocationen könnten natürlich auch local eine veränderte Beschaffenheit der devonischen Sedimente hervorgerufen haben. Wenn man somit an einzelnen Stellen übergangsähnliche Beziehungen, d. h. eine petrologische Ähnlichkeit zwischen den Quarziten im Westen vom Onega und dem im Süden vom Svir anstehenden devonischen Sandstein finden würde², so wäre auch dadurch ihre Gleichzeitigkeit nicht bewiesen. Denn im grossen und ganzen scheint ja der petrologische Contrast beider Formationen, wenn man das ganze berücksichtigt, unverkennbar zu sein, und stratigraphisch ist ihre Verschiedenartigkeit noch grösser. Es scheint mir deswegen kein Zweifel darüber vorzuliegen, dass v. Helmersen die Verhältnisse richtig gedeutet hat, wenn er die Existenz einer Discordanz zwischen den Onega-Quarziten und dem devonischen Sandstein von Wossnesensk im Süden des Onega angenommen hat.³

Wenn es überhaupt möglich sein sollte, die Fortsetzungen dieser Faltenysteme zu finden, welche S. vom Onega unter den paläozoischen Sedimenten verschwinden, so sind sie am ehesten im archaischen Gebiet des südlichen Russlands zu suchen, wo auch ähnliche gefaltete Quarzformationen vorkommen, für welche man auch ein präcambrisches Alter angenommen hat; andere Geologen wollen sie jedoch als devonisch betrachten sehen, weisen aber dabei auch auf ihre fast vollkommene Ähnlichkeit mit den olonezischen Gesteinen hin. In Anbetracht der langen Entfernung und der Abwesenheit von Fossilien ist es natürlich unmöglich, eine bestimmtere Parallelisirung durchzuführen. Karpinsky will die Frage von dem Alter dieser olonezischen und südrussischen For-

¹ Vergl. v. Helmersen, l. c. S. 15: »Ich bin jedoch geneigt, in derselben nur eine östliche Dislokation durch Stürzung anzunehmen,»

² Inostranzeff sagt jedoch (l. c. S. 264): »unmittelbare Beziehungen unserer Gruppe zu den letzteren hat man nirgends beobachtet.« Vergl. auch die Karte Miklucha-Maklays in Геологическій Очеркъ Олонедкаго уѣзда. Material. zur Geologie Russlands, Bd. XVIII. III. 1897.

³ l. c. S. 41.

mationen offen lassen, obgleich die Annahme eines devonischen Alters ihm als die wahrscheinlichere erscheint.¹ Es ist aber bemerkenswert, dass er auf der Karte N:o 1 in seinem citirten interessanten Aufsätze die archaischen Faltungen in Südrussland mit den N.N.W.lichen Falten in Finland und Olonez in Verbindung bringen will. *Diese letzteren Faltungen sind aber, wie aus der früheren Auseinandersetzung hervorgeht, hier sicher später als die Ablagerung der Quarzitformationen vorsichgegangen*, welche auch an ihnen teilgenommen haben. Was die *krystallinischen* geschichteten Gesteine dieser Gebiete betrifft, so unterliegt es nach Karpinsky »keinem Zweifel, dass sie in einer Zeit gebildet wurden, die um einen ungeheuren Zwischenraum vor der Ablagerung der ältesten normalen Sedimente Russlands, dem plastischen Thon des S:t Petersburger Gouvernements und Estlands, zurückliegt«. Nach seiner Ansicht steht es fest, dass sie vor der Ablagerung des genannten Thones aus ihrer ursprünglichen horizontalen Lagerung gebracht worden sind, wobei eine Reihe von Falten und Brüchen entstand, die nachher grössten Theils durch Abrasion verwischt worden sind. Auch diese Autorität kann somit zu Gunsten der Ansicht citirt werden, nach welcher das krystallinische Grundgebirge Finlands, in welchem die hier beschriebenen bottnischen Formationen integrirende Teile bilden, von *hoch präcambrischem Alter ist*.

Was nun wieder die zuletzt erörterte Frage von dem Alter der Quarzit-Dolomit-Thonschieferformation angeht, so findet man sie in Salmis im Norden des Ladoga, wo sie auch Schungiteinlagerungen enthält, in fast unmittelbarer Berührung mit dem Rapakivi. Dieser enthält Einschlüsse von einem Diorit, welcher die betreffende Quarzitformation durchdringt, und muss somit a fortiori jünger als diese sein.² Das jüngere Alter des Rapakivi und der mit ihm in naher Verbindung vorkommenden Gesteine geht übrigens schon daraus hervor, dass diese niemals eine Einwirkung der Dislocationsmetamorphose zeigen, welche die Quarzitformationen *derselben Gegend* erlitten haben. Wenn somit

¹ Übersicht der physiko-geographischen Verhältnisse des europäischen Russlands während der verflossenen geologischen Perioden. Beitr. zur Kenntn. d. Russ. Reiches, herausg. von der K. Akad. der Wiss. in S:t P:burg. III Folge. 1886.

² Von den russischen Geologen werden diese Diorite, welche durch eine Regionalmetamorphose aus diabasartigen Gesteinen entstanden sind, als eine Facies der jüngeren Diabase derselben Gegenden betrachtet. Diese zeigen aber niemals Einwirkungen einer Dynametamorphose, obgleich sie sowohl beim Ladoga wie beim Onega in der Nähe der metamorphosirten Formationen vorkommen, und müssen somit sicher jünger als diese sein. Auch hier wird es somit notwendig sein, eine grössere Specialisirung der anfangs gemachten mehr summarischen Einteilung der Gesteinsformationen dieser Gegend einzuführen.

der Rapakivi von präcambrischen Alter ist, muss dasselbe auch von der älteren Quarzitformation gelten.

Da nun diese karelischen Sedimentformationen, für deren präcambrisches Alter ganz zwingende Gründe vorliegen, überall jünger als die weit verbreiteten jüngeren archaischen Granite sind, welche die jüngsten Gesteine des eigentlichen archaischen Grundgebirges sein dürften, so geht daraus hervor, dass das granitdurchsetzte ältere Grundgebirge Nordeuropas, in welchem die jetzt beschriebenen Schieferformationen integrierende Teile bilden, *nicht nur sicher von präcambrischem Alter, sondern sogar durch zwei mächtige Sedimentformationen und drei gewaltige Discordanzen von dem Cambrium getrennt ist. Es nimmt somit in seinen Altersbeziehungen zu dem Paläozoicum eine dem prähuroni-schen Grundgebirge von Nordamerika analoge Stellung ein, welches auch durch mehrere Sedimentformationen von ungefähr entsprechender Mächtigkeit von dem Boden des Cambriums getrennt ist.*

Der Stillstand der Faltungsbewegungen, welcher in der Gegend O. von Kjölen schon vor der Zeit des Hervordringens des Rapakivi eintrat und seitdem angedauert hat, scheint in dieser ganzen Gegend ungefähr gleichzeitig begonnen zu haben. In jedem Falle scheinen unter denjenigen präcambrischen Sedimentformationen, welche noch eine fast horizontale Lage einnehmen, auf keiner Stelle Äquivalente zu den gefalteten Formationen vorzukommen. Dieser Umstand lässt sich somit für eine systematische Einteilung dieser Formationen verwerten. Ich habe an anderer Stelle den Vorschlag gemacht, alle diejenigen präcambrischen Gesteine Schwedens und Finlands, welche keine (oder eine ganz unbedeutende) Einwirkung von Gebirgsfaltungen erlitten haben, als *jotnische Formationen* zu bezeichnen¹ (von jotar oder jotnar = Riesen, Ureinwohner Scandinaviens nach den alten Sagen). Zu dieser Abteilung zähle ich dann ausser den erwähnten Sandsteinablagerungen von Dalecarlien, Ångermanland, Gefle, Björneborg und des Ladoga auch die Sandsteinvorkommnisse des Mälaren, von Visingsö (in welchem C. Wiman neulich ein präcambrisches Fossil gefunden hat²) und Almesåkra, welches schon schwache Einwirkungen von Dislocationsmetamorphose zeigt und wahrscheinlich eine der ältesten der betreffenden Formationen ist, und endlich auch alle Eruptivgesteine derselben Zeit, welche übrigens wegen ihres oft lagerartigen Auftretens als Glieder dieser Lagerserie betrachtet werden können.

Während nun diese Abteilung in jedem Falle recht verschieden-

¹ Geolog. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 19. 1897. S. 36.

² Bull. Geolog. Inst. of Upsala. N:o 3, Vol. II, 1894.

altrige, von Discordanzen getrennte Formationen enthalten dürfte, scheinen die erwähnten halbklastischen Sedimentformationen derselben Gegend eine viel einheitlichere Abteilung zu bilden. Wie schon hervorgehoben (vergl. die Übersichtkarte sowie die Karte in Fig. 97) kann man sie von den Nordufern des Onega und Ladoga in fast unmittelbarer Folge bis an den nördlichen Teil von Finland spüren. Die Streichrichtungen sind in jeder einzelnen Gegend konstant und die petrologische Zusammensetzung und der stratigraphische Bau sehr einheitlich, und überall werden sie von den sehr charakteristischen Dioriten begleitet. Für diese Formationen, welche früher von Wiik mit dem hier nicht ganz zweckmässigen Namen Tacon bezeichnet worden sind¹, habe ich den Namen *jatulische Formationen* vorgeschlagen (jatulit = Riesen, Ureinwohner des Landes nach finnischen Traditionen). Noch im westlichen Schweden findet man im Westen vom Wenern-See eine Formation, welche petrologisch und stratigraphisch mit den jatulischen Ablagerungen eine überraschende Ähnlichkeit zeigt. Auch hier scheint die Faltung in präcambrischer Zeit stattgefunden zu haben. In Anbetracht der weiten Entfernung ist es natürlich nicht zulässig, diese s. g. »Dalformation« mit den jatulischen Formationen direkt zu parallelisieren, in jedem Falle muss sie aber eine analoge Stellung einnehmen.

In den beiden Ländern ist nun diejenige Discordanz, welche diese halbklastischen Formationen von ihrem Liegenden trennt, die tiefste, welche überall noch deutlich zu erkennen ist.

In dem älteren, völlig krystallinischen Grundgebirge giebt es zwar auch, wie aus den schon gegebenen Beispielen hervorgeht, an mehreren Stellen Discordanzen, welche aber nur mehr *local* deutlich hervortreten, nämlich auf den Stellen, wo auch die ursprüngliche Beschaffenheit der Gesteine besser als sonst erhalten ist. Versucht man nun diese Discordanzen von solchen Stellen ausgehend nach den beiden Seiten weiter zu verfolgen, so erfährt man wie wir schon mehrmals hervorgehoben haben, dass diese Trennung bald unmöglich wird, indem die früher so deutlich getrennten Formationen bald wieder in der verwickelsten Weise vereinigt liegen. Besonders dort, wo die sedimentären Schiefer mit intrusivem Granit innig vermischt worden sind, wobei sie meistens auch eine einförmige, gneissartige Beschaffenheit angenommen haben, ist es ganz unmöglich, ältere und jüngere Sedimente von einander zu trennen.

Wie deutlich auch in diesem Complex die Stratigraphie stellen-

¹ Öfversigt af Finlands geologiska förhållanden. Akad. afh. 1876. S. 62.

weise hervortreten mag, so werden dennoch solche Teile seltene Ausnahmen bilden. Die Chronik dieser ältesten Ablagerungen wird vielleicht immer nur eine Reihe rhapsodischer Fragmente, nicht eine zusammenhängende Schilderung werden. Hier wenn irgendwo gilt das Gleichnis von der Geologie als einem Buch, von dem viele Blätter weggerissen sind. Wenn nun auch das fehlende vielleicht durch eine vergleichende Schilderung vieler benachbarter Localitäten zum Teil ergänzt werden kann, so zwingen doch alle diese Umstände zu einer verschiedenartigen Behandlung des Stoffes. Bis zum Boden der jätulischen Ablagerungen lässt sich in unseren Gegenden die stratigraphische Einteilungsmethode durchführen, und kann man die Bildungen auch auf den Karten durch eine und dieselbe Formationsfarbe bezeichnen. Was darunter liegt muss an erster Stelle nach petrologischen Gesichtspunkten untersucht und gruppiert werden, und erst an die zweite Stelle treten stratigraphische Considerationen.

Für dieses innig verwobene Ganze, d. h. für das nur local zerlegbare älteste Grundgebirge, scheint mir eine besondere Bezeichnung immer oder wenigstens für eine unabsehbare Zukunft nötig zu sein. Als solche eignet sich sehr gut die im schwedischen seit längerer Zeit gebräuchliche Bezeichnung »Urgebirge» (Urberg), und als Synonym dafür möchte ich den Term *archaisch* anwenden, denselben nach dem Vorbilde mehrerer amerikanischer Geologen in einer anderen, beschränkteren Bedeutung anwendend, als er nach dem ursprünglichen Vorschlage Danas und dem Beschluss des internationalen Congresses in Berlin sie erhielt. Zu dieser Abteilung wären somit alle diejenigen präcambrischen Formationen zu rechnen, welche so stark dislocirt und krystallinisch umgewandelt worden sind, dass ihre ursprüngliche Beschaffenheit und ihre Stratigraphie nur ganz local deutlich hervortreten. Ihre obere Grenze wäre somit die unterste deutlich erkennbare Discordanz, die man noch über weite Strecken verfolgen kann,

Diese Grenze hat somit nur für jedes einzelne Gebiet archaischer Gesteine eine bestimmt defnirte chronologische Bedeutung. Der Begriff »archaischer Basalcomplex» ist aber doch nicht mit Grundgebirge schlechthin identisch, sondern bezeichnet nur das älteste präcambrische Grundgebirge in solchen Gegenden, wo auch jüngere präcambrische Sedimente vorkommen, also besonders in den beiden grossen Gebieten archaischer Gesteine, denjenigen von Nordamerika und Nordeuropa. Mit der Zeit wird es vielleicht möglich werden, der oberen Grenze des Urgebirges auch eine bestimmte concrete Bedeutung zu geben.

Da nun das archäische Gebirge nach dieser Definition auch klastische und möglicherweise sogar fossilführende präcambrische Gesteine umfassen wird, ist es natürlich keineswegs als identisch mit dem Begriff azoisch aufzufassen. Auch seiner ursprünglichen Definition nach sind diese Wörter grundverschieden, denn *der Name archäisch wurde von Dana eben deshalb vorgeschlagen, weil er es unentschieden lassen wollte, ob das präcambrische Grundgebirge Fossilien enthielte oder nicht.* Es ist deswegen sehr zu bedauern, dass die beiden Wörter, welche ganz verschiedene Einteilungsprincipien repräsentiren, so oft mit einander verwechselt werden.

Sicher azoische Formationen, d. h. solche, in denen keine Gesteine vorkommen, welche als umgewandelte klastische Sedimente gelten könnten, giebt es im europäischen Norden kaum andere, als die schon erwähnten ältesten Granitgneisse des westlichen Schwedens und östlichsten Finlands, die ich oben unter der Bezeichnung *katarchäische* Formationen angeführt habe.

Wenn man nun für die postarchäischen Gesteine von prä-Olenellus Alter eine zusammenfassende Benennung anwenden will, so kann man hier entweder einen provisorischen Namen, wie den amerikanischen Term *algonkisch*, gebrauchen, oder auch aus ihnen eine neue Gruppe bilden, deren Name selbstverständlich eine theoretische Bedeutung erhalten müsste. Von den jetzt vorgeschlagenen Bezeichnungen scheint mir der Name *archäozoisch* sich für diesen Zweck am besten zu eignen.¹ Er wäre aber dann nicht in der von Dana vorgeschlagenen Bedeutung als Bezeichnung für *alle* präcambrischen klastischen Sedimente, also als gleichbedeutend mit proterozoisch, anzuwenden, sondern darunter wären *nur die jüngsten, schwächer metamorphosirten und stratigraphisch teilbaren präcambrischen Sedimentformationen zu verstehen.*

Da es wie gesagt wenigstens vorläufig unmöglich ist, die Grenze zwischen den beiden Hauptabteilungen des Präcambrischen so zu definiren, dass sie eine für die ganze Erde geltende chronologische Bedeutung erhielte, so könnte man also nicht das Alter eines präcambrischen Gesteins einfach dadurch bestimmen, dass man es archäisch oder archäozoisch nennen würde. Wohl würde es aber dadurch geschehen, dass man davon sagen würde, dass es zu dem archäischen Complex oder zu den archäozoischen Ablagerungen beispielsweise von Nordeuropa gehörte. Denn in jedem einzelnen Gebiet lässt sich im-

¹ l. c. S. 27.

mer eine sei es auch willkürliche und provisorische Grenze zwischen den beiden grossen Abteilungen des Präcambrischen definiren.

In jedem Falle scheint mir ein solcher Begriff wie das »Urgebirge« oder der »archäische Complex« in ihrer oben definirten Bedeutung in der Praxis schwer entbehrlich zu sein. Sogar diejenigen Verfasser, welche die präcambrischen Bildungen nach einem rein theoretischen Einteilungsprincip in proterozoische und azoische (klastische und »prä-klastische«), einzuteilen versucht haben, sind doch gezwungen gewesen im Felde nach dem rein empirischen und einzig praktischen Princip zwei Abteilungen zu unterscheiden, von denen die eine das kristallinische Grundgebirge, die andere die zerteilbaren jüngeren Sedimente umfasst.

Auf die Frage von der Nomenclatur der präcambrischen Bildungen werden wir im Schlusscapitel nochmals zurückkehren.

Schliesslich gebe ich die folgende schematische Übersicht der präcambrischen Gesteine des südlichen Finlands. Diejenigen Eruptivgesteine, welche nicht effusiv auftreten, sind darin mit kursivem Druck angegeben.

Gliederung der präcambrischen Formationen des südlichen Finlands.

Archäozoische Gruppe (oder algonkische Formationen).	Jotnische Formationen.	Präcambrische Bildungen, welche keine Faltungen mitgemacht haben: <i>Olivindiabas</i> (Åsby-Diabas) der Gegend von Björneborg. <i>Diabas</i> der Ladogainseln. Sandstein von Björneborg, Isojoki und Ladoga. <i>Rapakivigranite</i> von Åland, Raumo, Nystad, Wiborg und Salmis. Quarzporphyr von Hogland. <i>Labradoritartiger Diabas</i> (Anorthosit) von Jaala. Labradorporphyr und Tuff von Hogland. Quarzitconglomerat und Quarzitsandstein von Hogland.
		Discordanzen.
	Jatulische Formationen.	Gefaltete Formationen, die jünger als alle archaischen Granite sind: <i>Diorit</i> , <i>Syenit</i> und <i>Amphibolit</i> , Thonschiefer, Dolomit, Quarzit, Conglomerat im östlichen und nördlichen Finland.
		Discordanzen.
Archaischer Complex.	Jüngere archaische, (z. T. bottische) Formationen.	Granitdurchwobenes Grundgebirge: Postbottischer <i>Granit</i> des centralen Gebietes. Gestreifter <i>Granit</i> der Südküste und der Gegend N. vom Ladoga. Jüngere <i>Granite</i> im nördlichen Finland. Bottische Schiefer der Gegend von Tammerfors. Uralitporphyr von Tammela. » » der Pellingeinseln. Schiefer von Ylivieska.
		Discordanzen.
	Ältere archaische (z. T. ladogische) Formationen.	Präbottische, graue <i>Granite</i> , <i>Diorite</i> , <i>Peridotite</i> etc. im westlichen und mittleren Finland. Präbottische Schiefer des westlichen Finlands. Ladogische Schiefer des östlichen Finlands (?).
	Katarchaische Formationen.	Ältester Granitgneiss (Urgneiss) des östlichen Finlands.

Zusammenfassung der Resultate. Über die Entstehungsweise des ältesten Grundgebirges.

Zunächst geht, wie ich hoffe, aus dem petrologischen Teil dieser Arbeit unwiderleglich hervor, dass die geschilderten archaischen Schieferformationen ursprünglich als echte normale Sedimentgesteine, beziehungsweise Ergussgesteine und ihre Tuffe, gebildet wurden, welche zu einer Zeit entstanden, wo die Verhältnisse auf der Erdoberfläche schon den jetzigen analog waren, in dem die innere Erdwärme auf die Temperatur des Meeres und der Luft keinen Einfluss mehr ausübte.¹

Es spielten sich auf dieser Erdoberfläche ganz dieselben geologischen Prozesse ab, die noch heutzutage thätig sind. Schon damals existirte ein *Meer* und *Landmassen*, welche vom Regen und Sonnenschein gewaltig angegriffen wurden; es bildeten sich Massen von *Verwitterungsschutt*, welche bald in Situ dablieben (S. 168) bald durch *Flüsse* in das Meer geführt wurden, um an den Ufern desselben als *Thon*, *Sand* und *Geröllebette* abgelagert zu werden. Die Mannigfaltigkeit der Gerölle in den Conglomeraten deutet sogar an, dass das Material z. T. aus recht grosser Entfernung stammte, dass also die Flüsse keine ganz unbedeutende Länge besaßen. Der schnelle und regelmässige Wechsel verschiedenartiger Schichten in den Thonlagern deutet eine rasche und regelmässige Veränderung der Bildungsumstände, also möglicherweise die Existenz von meteorologisch verschiedenen *Jahreszeiten* oder wenigstens einen Wechsel von trockenen und Regenperioden an. Bemerkenswert ist weiter das reichliche Vorhandensein von klastischen Feldspatkörnern sowohl in den pelitischen wie den psammitischen Sedimenten dieser Zeit und die Abwesenheit solcher Gesteine, die durch die Umwandlung der Quarzitsandsteine entstehen. Dieses zeigt, dass die Verwitterung damals nur unvollständig vorsichging, was auch auf ein relativ kühles Klima hindeutet.

Weiter fanden wir zahlreiche Belege für eine echt *vulkanische Thätigkeit* während derselben frühen Periode. *Ergussgesteine*, welche trotz der erlittenen Umwandlung noch charakteristische Eruptivstrukturen erkennen lassen, und ihre ebenfalls stark metamorphosirte *Tuffe* besitzen hier grosse Verbreitung. Es erscheint auch sehr wahrschein-

¹ Auch a priori dürfte man annehmen müssen, dass bei der gegebenen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine der Einfluss der inneren Erdwärme sehr gering werden musste, sobald sich einmal eine feste Erdrinde gebildet hatte.

lich, dass die von mir früher beschriebene grosse Eruptivdecke von Tammela und Kalvola während derselben Zeit wie diese Eruptivgesteine gebildet wurde, und hier begegnet man solchen Erscheinungen wie ursprünglich glasigen und mandelsteinartigen Strukturformen, vulkanischen Agglomeraten etc., welche noch direkter von dem Vorhandensein echter *Vulkane* zeugen. Auch deuten häufige kleinere Verwerfungen der sedimentären Schichten und Gänge, die von Sedimentmaterial erfüllt sind, darauf hin, dass *Erdbeben* während der Bildungszeit der betreffenden Formationen vorkamen.

Alle diese uralten Sediment- und Ergussgesteine, welche einmal lagerartig auf der Erdoberfläche lagen, erlitten später gewaltige Dislocationen, wodurch sie die jetzige *vertikale* Lage erhielten. Im Zusammenhang mit diesen Gebirgsfaltungen geschah auch das Hervordringen grosser Massen von granitischem Magma, welches z. T. in einem gewaltigen »Batholith«, der jetzt im Norden von den Schieferzonen liegt, z. T. lagerartig zwischen den Fugen der Sedimentgesteine oder an der Grenze zwischen ihnen und ihrem Liegenden eindrang und erstarrte. Fast überall erhielt es dabei die Struktur eines echten Tiefengesteins; nur in der unmittelbaren Nähe des Contactes gegen die angrenzenden Schiefer findet man quarzporphyrische Strukturformen.

Durch den Einfluss dieser Dislocationen und Granitintrusionen wurden die betreffenden Sedimentformationen stark umgewandelt. Die Umwandlung hatte schon vor der Ablagerung der Conglomerate, also lange vor der Zeit der Gebirgsfaltung und Intrusion des Granites begonnen (S. 199), erreichte aber wahrscheinlich erst da ihr Maximum, als die tief in die Erde hineingepressten Sedimentformationen und das aus noch tieferen Erdrindenteilen hervordringende Magma mit einander in Berührung traten.

Der Metamorphismus, dem wir hier begegnet sind, verdient im vollen Sinne des Wortes »regional« genannt zu werden, da die Schiefer der verschiedenen, mehr als 150 Kilometer von einander entfernten Gebieten überall seiner Einwirkung ausgesetzt worden sind.

Im grossen und ganzen sind diese Umwandlungsvorgänge sehr gleichförmig vorsichgegangen, so dass wir in jedem Gebiete Gesteine antreffen, welche einander in dieser Beziehung völlig äquivaliren. Gehen wir aber näher auf die Einzelheiten ein, so können wir hier doch eine Übergangsreihe aufstellen, welche von relativ schwach zu immer stärker metamorphosirten Gesteinen führt.

In den Anfangsstadien der Metamorphose hat dieselbe den ursprünglichen Bestand nur wenig verändert. Es sind wohl neue Mine-

rale in recht grosser Menge gebildet worden, welche sich aber meistens innerhalb der äusseren Umrisse jeder primären Mineralpartikel eingesiedelt haben. Die *Pseudomorphosenbildung bildet hier die Regel*, und das durch die Metamorphose entstandene Gestein ist wie eine Copie oder ein Abguss des ursprünglichen, in welchem auch sehr feine Züge noch wiedergegeben sind. Als Beispiele dieser Umwandlungsprozesse, welche offenbar *Molekül für Molekül* und hauptsächlich durch einen Tauschverkehr zwischen den verschiedenen Mineralien¹ vorsichgehen mussten, können vor allem der Ersatz des Feldspates der Phyllite durch Biotitblättchen und die Uralitisirung der Pyroxenmineralien in den Porphyriten dienen.

Aber auch in diesen Fällen begegnen wir neben der »Stereotypirung« der ursprünglichen Gemengtheile einer *Neubildung* von Quarz, Biotit und anderen Mineralien auf den *Interstitien* der Mineralkörner sowie auf im Gestein entstandenen gröberen und feineren Spalten und einem Fortwachsen gewisser Mineralgemengtheile auf Kosten der anderer, welches sich als ein Zusammenfliessen der kleineren Mineralpartikelchen oder als eine Ausheilung der Spuren der Zerdrückung der primären Mineralkörner zeigen kann.

Auch finden wir in solchen porphyritischen Gesteinen, die sonst nicht besonders starke Einwirkungen der Metamorphose zeigen, eine Neubildung von stengligen und strahligen Mineralien, welche sich *unkrautartig* durch die ganze Masse erstrecken; diese Art kann jedoch noch als eine Modification der stereotypirenden Metamorphose betrachtet werden.

In allen diesen gleichsam schonend umgewandelten Gesteinen sind wie gesagt noch die Züge der primären Struktur so gut erhalten, dass sie gedeutet werden können. Man kann sie, um ein von mir mehrmals angewandtes Gleichnis zu brauchen, wie ein *Palimpsest* durch die neue Schrift lesen, welche die Metamorphose darauf geschrieben hat.²

Bei einem weiteren Fortschreiten der Metamorphose werden die neugebildeten Mineralpartikeln allmählich immer mehr vergrössert und nehmen Begrenzungen an, welche durch ihre eigene Krystallstruktur und die Begrenzungen ihrer Nachbarn bedingt werden, doch keinen weiteren Einfluss von den Umrisen der ursprünglichen Mineralien zeigen. Neubildung von Quarz und Glimmer, in einigen Fällen auch von Feld-

¹ Vergl. meinen Aufsatz in Tschermaks Min. u. Petr. Mitth. XII, 1891. S. 139: Über das Wesen und die Ursache der Metamorphose.

² Akad. Dissertationsvorles. 1891. Fennia 8, N:o 3, 1893. S. 7. Naturen, Helsingfors 1894. S. 187. Vergl. auch H. Rosenbusch, Lehrbuch der Petrographie 1898. S. 457.

spat und Hornblende spielen hier die Hauptrolle. So entstehen allmählich Gesteine mit durchaus autigenen und hypidiomorph begrenzten Gemengteilen, für welche der Glimmerschiefer als Typus dienen kann. Doch können auch solchen Gesteinen unter geeigneten Umständen primäre Züge erhalten oder richtiger gesagt durch den metamorphen Bestand wiedergegeben werden, welche die ursprüngliche Beschaffenheit des Gesteins ausser Zweifel stellen. So fanden wir ja z. B. in ganz vollkrystallinischen Glimmerschiefern noch eine discordante Parallelstruktur deutlich wiedergegeben. Auch weicht die chemische und mineralogische Beschaffenheit dieser Schiefer noch nicht von derjenigen der Phyllite so besonders stark ab, dass man es schwer hätte, sie als verschieden stark metamorphosirte Facies derselben Sedimente anzuerkennen. In der petrologischen Übergangsreihe, die vom Thone zum Glimmerschiefer führt, sind ja alle Glieder bekannt und genau untersucht worden.

Erst bei denjenigen Schiefergesteinen derselben Gegenden, welchen durch die Einmischung von Granit eine *gneissartige Beschaffenheit* verliehen wurde, finden wir eine mineralogische Zusammensetzung und Strukturformen, welche man nicht bei Gesteinen beobachtet, die nur durch eine Umkrystallisation der Sedimente entstanden sind. Wir haben die Entstehung dieser *Adergneisse*, in welchen der Granit bald als gut getrennte Adern, bald dem Schiefergemengteil innig einverleibt vorkommt, durch zahlreiche Beispiele in Wort und Bild zu beleuchten versucht, sowie auch *dioritähnliche* Gesteine geschildert, welche durch die Umwandlung von im Granitmagma digerirten kleineren und grösseren Einschlüssen von basischem Porphyritoid entstanden sind.

In dem meistens vorherrschenden schieferartigen Gemengteil der Adergneisse kann man wohl ein ursprünglich sedimentäres Gestein der Beschaffenheit nach noch deutlich erkennen. Hier sind aber die primären Züge noch vollständiger als in den Glimmerschiefern verschwunden. Während in den früher erwähnten Schiefen der Feldspatgehalt in der Regel zerstört wurde, sind hier neben Quarz und Glimmer Feldspate in grossem Maassstabe neugebildet worden. Diese Mineralien besitzen fast dieselbe Beschaffenheit wie diejenigen in den granitischen, aderartig auftretenden Theilen, und sehr oft gehen diese verschiedenen Gemengteile ohne scharfe Grenze in einander über. Wir lernen auch solche durch Granitimbibition umgewandelte Sedimente kennen, in welchen gar keine Adern unterschieden werden können.

Die starke Faltung dieser Adergneisse, die man nicht bei den benachbarten Phylliten und Glimmerschiefern beobachtet, deutet darauf

hin, dass das Schiefermaterial aufgeweicht und an der Schmelzgrenze war. Noch deutlicher geht dieses bei den im granitischen Magma digerirten Einschlüssen oder von Granitgängen durchsetzten, aus basischen Tuffen bestehenden Gesteinsmassen hervor, welche durch eine vollständige Umkrystallisation ihrer Gemengteile oft eine Struktur erhalten haben, welche derjenigen eines echten Eruptivgesteins mit regelmässiger Krystallisationsreihenfolge der Mineralien sehr nahe steht.

In diesen Fällen, wo eine *Injection* von granitischem Magma und eine mehr oder weniger vollständige Verquickung desselben mit dem Sedimentmaterial stattgefunden hat, müssen selbstverständlich die geschichteten Formationen bei ihrer Umwandlung sich in sehr tiefen Erdrindenteilen befunden haben, wo Temperatur und Druck solcher Art waren, dass das granitische Magma nur sehr langsam erstarrte. Natürlich müssen dieselben Umstände die Umwandlungsvorgänge auch in den Fällen beeinflusst haben, wo die Umwandlung weniger intensiv und ohne Zufuhr von Material vorsichgegangen ist. Ob man nun diese Umwandlung als eine *plutonische Regionalmetamorphose*, als eine ausgedehnte *Contactmetamorphose* oder als eine *Dynamometamorphose* im Sinne Rosenbusch's bezeichnen soll, scheint mir schwer zu entscheiden und vielleicht auch zunächst eine formelle Frage zu sein. Wie deutlich getrennt auch die Dislocationsmetamorphose schlechthin und die Contactmetamorphose in den höheren Teilen der Kettengebirge auftreten mögen, so müssen ihre Einwirkungsgebiete in tieferen Rindenteilen einander decken. Hier wird es wohl in vielen Fällen unmöglich sein zu sagen, in welchem Maasse die Energie von dem gebirgsbildenden Drucke, in welchem Maasse direkt von der inneren Erdwärme herührte oder wie viel von dem die Umsetzungen befördernden Wasser von der Erdoberfläche, wie viel von den unterirdischen Magmamassen kam, oder mit anderen Worten, ob die Umwandlung als *anogen* oder *katogen* im Sinne Beckes¹ betrachtet werden soll. Auffallend ist allerdings, dass hier solche Mineralien wie Chlorit, Sericit, Epidot und Carbonate, welche in den Schiefern, die in den höheren Teilen der Kettengebirge entstehen, wo die Verwitterung in die Dislocationsmetamorphose hineingreift, in reichlicher Menge gebildet werden, nur sehr spärlich sind oder vollständig fehlen und dass auch Spuren einer mechani-

¹ Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien. Math. naturv. Cl. Bd. CI Abt. I. März, 1892. S. 12. Vergl. auch meinen Aufsatz in Tscherm. Min. Petr. Mitth. XII, 1891, S. 140, wo ich auch den Unterschied zwischen in höheren und tieferen Niveaus umgewandelten Gesteinen hervorgehoben habe.

schen Zertrümmerung so überaus selten sind.¹ Dieses scheint am ehesten anzudeuten, dass die anogenen Einwirkungen hier das Übergewicht besessen haben.

Vorläufig scheint es mir doech besser zu sein, die metamorphen Vorgänge, denen man hier begegnet, eher ihrem Resultat als ihrer Ursache nach zu classificiren, und sie demnach alle als verschiedene Formen oder Grade derselben *regionalen Metamorphose* zu betrachten.

In denjenigen Schieferformationen der Gegend von Tammerfors, welche Hauptgegenstände dieser Untersuchung waren, besitzen noch die Adergneisse eine relativ geringe Verbreitung, in dem sie nur local an der Grenze gegen die grossen Gebiete von jüngerem Granit auftreten. Dagegen findet man in denjenigen Formationen, welche im Süden von ihnen anstehen, neben vorherrschenden gneissartigen Graniten und Adergneissen nur ganz ausnahmweise echte Schiefer. Diese sind überhaupt viel stärker metamorphosirt als die Tammerforsschiefer, so dass man hier keine Conglomeratschiefer oder andere Gesteine mit erhaltenen klastischen Strukturen wiederfindet, sondern nur aus ihrer chemischen und mineralogischen Beschaffenheit, welche mit derjenigen der stärker metamorphosirten Phyllite oder Glimmerschiefer der Tammerforsgebiete vollständig übereinstimmt, schliessen kann, dass auch sie umgewandelte normale Sedimente sind. Schon diese Verschiedenheit, was den Grad der Metamorphose betrifft, welche sich sowohl im grossen wie auch im einzelnen an der Contactlinie zwischen diesen Schiefern und den Tammerforsschiefen zeigt, macht es wahrscheinlich, dass sie von verschiedenem Alter sind. In der That findet man auch sichere Beweise für eine *Discordanz* zwischen beiden darin, dass die grauen, gneissartigen Granite und die mit ihnen genetisch verbundenen Gesteine, welche die älteren Schiefer in mannichfaltiger Weise durchweben, niemals die jüngeren Schiefer durchdringen, sondern sich deutlich als ihre einstmalige Unterlage bekunden. Auf einer Stelle fanden wir sogar eine trotz der starken Metamorphose noch deutlich erkenntliche *Bodenbreccie* mit Bruchstücken von diesem Granit am Contact gegen die Schieferformation. Auch an anderen Stellen finden sich in den Conglomeratschiefern Gerölle, die aus syenitischen und dioritischen Tiefengesteinen, von welchen letztere mit Sicherheit mit den Dioriten identificirt werden konnten, die zusammen mit den gneissartigen grauen

¹ In den Uralitporphyriten von Tammela, welche nur ausnahmsweise mit grossen Granitgebieten jüngeren Alters in Berührung treten, kommen sowohl solche Mineralien wie kataklastische Erscheinungen etwas häufiger vor (l. c. S. 109 u. 136).

Graniten vorkommen, sowie auch solche, die aus älteren Schiefergesteinen bestehen.

Von der einmal erkannten Discordanzfläche ausgehend, konnten wir dann eine stratigraphische Einteilung der hangenden Schieferformation, deren Schichten jetzt senkrecht stehen, durchführen, und wagten sogar gewisse Schlüsse über ihre einstmalige Mächtigkeit. Wenn diese auch einigermassen willkürlich sind, so zeigen sie jedenfalls, dass wir es mit einer, vielleicht sogar mehreren durch Discordanzen getrennten Lagerreihen zu thun haben, welche einst ganze Landesteile bedeckt haben. In Anbetracht dessen und der grossen Verbreitung der zwei Gruppen archaischer Granite, durch deren Beziehungen zu den Schiefern ihr Alter definirt wurde, schien es auch wenigstens möglich, dass die Schieferformationen der Gegend von Tammerfors mit mehreren Formationen ähnlicher Schiefer, die in Finland und Schweden vorkommen, parallelisirt werden konnten. Es wurde deswegen vorgeschlagen, alle solche Schiefer, deren Alter zwischen demjenigen dieser zwei Granite liegt, unter der Bezeichnung *bottnischer Formationen* zusammenzufassen.

Es scheint nicht richtig zu sein, hier von einem *System* zu sprechen. Denn einerseits wissen wir noch nicht, ob diese bottnischen Sedimentformationen ihrer Mächtigkeit nach einer Serie, einem System oder vielleicht sogar einer Gruppe entsprechen. Andererseits ist auch die Discordanz gegen das Liegende dort, wo das Hangende relativ schwach metamorphosirt ist, gut zu erkennen, hingegen an solchen Stellen, wo auch die jüngeren Sedimente durch Granitinjektion in Adergneisse umgewandelt worden sind, schwer oder ganz unmöglich zu bestimmen und die jüngeren Schiefer sind also hier mit dem älteren unauflöslich verbunden. Sowohl ihre ursprüngliche petrologische Beschaffenheit wie ihre Stratigraphie und die Discordanz gegen das Liegende treten also nur *local* mit voller Deutlichkeit hervor, und es ist deswegen unsicher, ob man aus diesen rhapsodischen Fragmenten jemals eine zusammenhängende Chronik der bottnischen Zeit wird zusammenstellen können.

Da die *präbottnischen Sedimente* wenigstens einer zweimal wiederholten Gebirgsfaltung und Granitinjektion ausgesetzt gewesen, sind sie demgemäss in noch grösserem Maassstabe in Adergneisse verwandelt worden. Auch finden wir, dass die *präbottnischen Granite* eine viel stärkere Umwandlung als die postbottnischen erlitten haben. Das vergleichende Studium dieser beiden archaischen Granitformationen lehrt uns die Umwandlungsvorgänge kennen, durch welche Granite in gneiss-

artige Gesteine verwandelt werden. In den Anfangsstadien dieser Metamorphose, wie wir ihr hauptsächlich bei den schwächer metamorphosirten, postbottischen Graniten begegneten, besteht ihr Hauptmoment in einer Zerteilung der ursprünglich allotriomorphen grösseren Quarzpartien in kleinere rundlich begrenzte Körner, ein Vorgang, welcher, obgleich der Mineralbestand dabei wenig verändert wird, die Struktur des Gesteins recht stark beeinflusst. Nebenbei kommt auch hier eine Neubildung der übrigen granitischen Mineralien vor. In einem mehr vorgeschrittenen Stadium der Metamorphose, wie man sie besonders in den präbottischen Graniten beobachtet, treten reichliche Neubildungen von Biotit, Quarz und Feldspat auf und zeigt sich im allgemeinen das Bestreben, das Gestein in ein isometrisches und zwar mittelkörniges Aggregat von diesen Mineralien umzuwandeln. Obgleich die so entstandene Struktur, welche durch die hypidiomorphe Begrenzung der Mineralien charakterisirt wird, sich derjenigen der echten Schiefer nähert, und das Gestein demnach verdient *gneissartig* genannt zu werden, ist die chemische Beschaffenheit doch fortdauernd diejenige eines Granites geblieben.¹ Schon makroskopisch wird man in den meisten Fällen diese Gneissgranite von solchen Gneissen unterscheiden können, an deren Zusammensetzung ein sedimentärer Schiefer teilnimmt. Da nun diese Adergneisse fast den überwiegenden Teil der Gneisse wenigstens in Nordeuropa bilden und dieser Name wohl im allgemeinen den Inbegriff einer sedimentären Entstehung gehabt hat, scheint mir der Vorschlag J. Lehmanns² schwer durchführbar, nach welchem man den Namen Gneiss lediglich als einen Strukturbegriff für druckmetamorphosirte Tiefengesteine anwenden soll. Bis es in der Zukunft bei einer genaueren Kenntnis der gneissartigen Gesteine möglich sein wird, eine mehr specialisirte Einteilung und Nomenclatur derselben einzuführen³, möchte ich deswegen künftighin den Namen Gneiss auch für diese von mir s. g. Adergneisse benutzen, welche aus einem Gemenge von Glimmerschiefermaterial mit darin injicirtem Granit in bald zurücktretender, bald vorherrschender Menge bestehen, und die aus der regionalmetamorphen Umwandlung von Graniten entstandenen

¹ Vergl. H. Rosenbusch, Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. Tschermaks Min. Petr. Mitth. XII. 1891. S. 52.

² J. Lehmann, Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine etc. Bonn 1884. S. 252.

³ In diesem Falle könnte man vielleicht für die Adergneisse die Bezeichnung *Arterit* (von *ἀρτήριον*, Blutader, weil sie geädert aussehen und diese Adern ihnen gleichsam neues Blut zugeführt haben) anwenden.

gneissartigen Gesteine als Gneissgranite oder druckschieferige Granite bezeichnen.

Da bei der Umwandlung der präbottnischen Granite dieselben Mineralien entstanden sind, welche aus einem granitischen Magma sich auskrystallisiren, obgleich ihre Begrenzungen zeigen, dass sie nicht im Magma frei schwebend, sondern zwischen anderen Mineralien allmählich gebildet worden sind, so müssen sie offenbar auch während einer »*plutonischen Metamorphose*« entstanden sein.

Nirgends finden wir aber Anzeichen davon, dass die Granite jemals hier das Stadium erreicht hätten, welches als eine beginnende Wiederaufschmelzung, als eine »*fusion and recrystallisation*« im Sinne Lawsons¹ und anderer amerikanischer Geologen bezeichnet werden könnte. Im Gegenteil zeigen das Vorkommen der quarzporphyrischen Grenzfacies im postbottnischen Granit² sowie ihre Strukturen im übrigen, ihr Auftreten in Gängen und Adern etc. deutlich, dass diese Granite aus tieferen Erdrindenteilen im Magmazustande hervorgezogen sind und erst dann erstarrten, als sie in höheren Niveaus einer allmählichen Abkühlung ausgesetzt wurden.

Sonst zeigt ja die hier vertretene Anschauung darin viel Ähnlichkeit mit der Lawsons, dass auch ich annehme, dass die grosse Seltenheit der Discordanzen im Grundgebirge darauf beruht, dass Granitintrusionen das einstmalige Liegende zerstört oder die Beziehungen zu dem Hangenden verschleiert haben, und dass wir demzufolge oft »*irruptive Contacte*« an solchen Stellen finden, wo wir erwarten würden das Liegende zu treffen.

Wie aus den hier geschilderten typischen Beispielen und einer allgemeinen Betrachtung der Geologie des scandinavisch-finländischen Grundgebirges hervorgeht, ist diese Regel jedoch nicht ohne Ausnahmen. An den meisten Stellen sind wohl die archaischen Schiefer mit Graniten so innig injicirt worden, dass Sediment- und Eruptivgestein in der That »*wolkig in einander verschwimmende Gesteinsmassen*« bilden, wo man nur ganz ausnahmsweise Spuren einer ursprünglichen klastischen Struktur entdecken kann, nirgends aber die Contacte gegen das Liegende findet. Doch gibt es Stellen, wo die Sedimente besser

¹ Études sur les schistes cristallins. Congrès géol. 4:me session. Londres 1888. S. 76. Commiss. géol. du Canada. Rapport sur la géologie de la région du Lac des Bois. 1886. u. Rapport sur la géologie de la région du Lac à la Pluie. 1889.

² In Schweden hat Högbom auch in dem Upsalagranit, welcher dem präbottnischen Granit des westlichen Finlands entsprechen dürfte, eine quarzporphyrische Facies gefunden. Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 13. 1893. S. 260.

erhalten sind, indem sie nicht in der Form von Adergneissen, sondern als echte Schiefer repräsentirt sind, und an solchen Stellen kann man auch unter geeigneten Umständen den Contact gegen das Liegende wiederfinden und die Discordanz so zu sagen »auspräpariren«, obgleich sie natürlich nicht in eben so deutlicher Gestalt wie in jüngeren Formationen auftritt, sondern im Gegenteil durch die Dislocationen und die Granitintrusion stellenweise ganz verschleiert sein kann. Es ist selbstverständlich, dass die Sedimentformationen eben an diesen Stellen, wo ihr Liegendes erhalten ist und ihnen Schutz gegen die Granitjection, die Dislocationen und vielleicht auch gegen die Temperaturerhöhung gewährt hat, auch die petrologische Beschaffenheit und die Stratigraphie am besten erhalten zeigen müssen. In den Schieferformationen, nicht in den Gneissgebieten müssen wir somit die Geologie der archaischen Sedimentformationen studiren.¹ Und zwar nach der Forderung Heims² in solchen Schiefergebieten, welche in »Bruchregionen« liegen, d. h. in Gegenden, wo in postcambrischer Zeit »niemals Lagerungsstörungen von alpinem Charakter eingetreten sind«, also vor allem in den grossen präcambrischen Gebieten von Nordeuropa und Nordamerika.

Wenn wir im Anschluss an Michel Lévy³ in einer ausgedehnten

¹ Schon 1867 sagte Lossen in seiner Taunusarbeit, welche für die Lehre vom Metamorphismus von so epochemachender Bedeutung wurde, dass »nicht der Gneiss, sondern der Glimmerschiefer der Archityp der krystallinischen Schiefer sei.«

² A. Heim, Zur Klassification der krystallinischen Schiefer. Études sur les Schistes cristallins. Congrès géol. int. 4 sess. Londres 1888, S. 20.

³ A. Michel Lévy, Sur l'origine des terrains cristallins primitifs. Études sur les schistes cristallins. Londres 1888. S. 53 ff. Bull. Soc. géol. France, 3:e serie, t. XVI, S. 102.

Als Anhänger der Injectionstheorie können nicht nur französische Forscher, wie Barrois, Lacroix u. a., sondern auch Kjerulf in Norwegen, J. Lehmann in Deutschland, Dawson, Lawson, Irving etc. in Nordamerika genannt werden. Unter den Geologen der älteren Schule ist wohl Durocher einer der ersten, der die Ansicht von einer innigen Durchdringung mit Granitadern ausgesprochen hat. Vergl. seine von zahlreichen Figuren beleuchtete Schilderung in der Constitution géologique de la Norwège, de la Suède et de la Finlande. Mém. Soc. Géol. France. 2:me Série. T. 6. 1 P. 1856.

Auch Lossen war derselbe Gedanke nicht fremd. Als ich ihm im Jahre 1892 u. a. eine Photographie des in Fig. 82 abgebildeten Adergneisses von Suinula gesandt hatte, sprach er brieflich seine Zustimmung zu meiner Erklärung aus; er freute sich Belege erhalten zu haben, die so gut mit Kjerulfs Darlegungen übereinstimmten, in welche er stets grosses Vertrauen gesetzt hatte. Zugleich warnte er wohl angesichts der Schwierigkeit des Problems der krystallinischen Schiefer vor einer zu grossen Verallgemeinerung und schablonenhaften Behandlung der Lehre von einer Granitisation als Ursache zu der Metamorphose, fügte aber hinzu: »ich möchte keineswegs behaupten, es kommen solche Fälle, wie sie von Michel-Lévy angeführt werden, nicht vor, manches, dass ich selber beobachtet habe, möchte ich im kleinen damit gern vergleichen.«

Granitinjektion eine der Hauptursachen der Eigenart des Grundgebirges und zwar besonders der archaischen Formationen sehen, so möchten wir damit nicht behaupten, dass sie nur zur präcambrischen Zeit stattgefunden haben. Im Gegenteil kennt man ja Grundgebirgscomplexe, in welchen die Faltung, die Granitinjektion und die mit ihnen verbundene Metamorphose während paläozoischer und mesozoischer Zeit stattgefunden haben¹, und es scheint uns sogar nicht ganz undenkbar, dass ähnliche Prozesse noch heutzutage in tiefen Erdrindenteilen unter den jetzigen Faltengebirgen thätig sein können, wenn es auch mehr als zweifelhaft bleibt, ob die Erosion jemals die eventuell so entstehenden Adergneisse den Augen der Geologen einer entfernten Zukunft blosslegen wird.

Dass nun in Finland, Olonez und dem Hauptteil von Schweden die Granitinjektionen lange vor dem Eintritt der cambrischen Zeit gänzlich aufgehört hatten, zeigte sich aus ihrem Verhalten zu den gefalteten «jatulischen» Sedimentformationen, welche in den östlichen und nördlichen Teilen dieses Gebietes vorkommen, und den ungestört liegenden »jotnischen» Sediment- und Eruptivformationen der Ostseeküste, welche Formationen überall jünger als die archaischen Intrusivgranite und dennoch von sicher präcambrischem Alter sind, sowie endlich aus ihren Beziehungen zu den ungefalteten cambrisch-silurischen Ablagerungen, die im mittleren Schweden, am Boden des Bottnischen Meerbusens und an der Südküste des Finnischen Meerbusens anstehen.

Auch in Nordamerika hat die Granitinjektion auf vielen Stellen in präcambrischer und sogar »präalgonkischer» Zeit aufgehört. Bei Lake Huron und Lake Superior sind z. B. die Intrusivgranite überall von prähuronischem Alter, im Grand Canyon von Colorado wenigstens älter als die Grand Canyon-Serie, vielleicht sogar älter als die liegende Vishnu-Serie, welche beide von präcambrischen Alter sind, in Texas von prä-Potsdam Alter u. s. w.²

Im nördlichen China sind nach der Darstellung v. Richthofens die regionalmetamorphosirten, gneissartigen Granite von sehr alt präcambrischen Alter, indem sie nicht nur älter als die horizontal liegende,

¹ Vergl. H. Rosenbusch, Zur Auffassung des Grundgebirges, N. Jahrb. Min. 1889, Bd. 2, S. 97: »Es ist eine unmittelbare Folge der hier entwickelten Auffassung, dass das Grundgebirge an verschiedenen Orten der Erde sehr verschiedenes Alter haben kann und haben muss.» Siehe auch Lawson l. c. S. 82.

² Dagegen begegnet man in New Scotia Granitintrusionen von paläozoischem und in Vancouver sogar solchen, die von mesozoischem Alter sind.

mächtige sinische Lagerfolge, sondern auch als die in ihrem Liegenden vorkommenden gefalteten Quarzitformationen sind.¹

Auch viele andere der grösseren Grundgebirgscomplexe sind von präcambrischem Alter, in dem in ihnen die Granit-injection und die Gebirgsfaltungen vor dem Anfang der paläozoischen Ära aufgehört haben.

Es ist ja auch selbstverständlich, dass solche von granitischen Tiefengesteinen innig durchwobene Gesteinscomplexe vorwiegend in den ältesten Formationen, in welchen die Erosion am längsten und am tiefsten gewirkt hat, angetroffen werden müssen. Die jüngeren Sedimentformationen sind seltener so tief in das Erdinnere hineingepresst worden, dass sie mit den grossen Magmaherden in Berührung gekommen wären, und noch seltener hat die Erosion die so entstandenen krystallinen Gesteinscomplexe jüngeren Alters blossgelegt.

Auch im übrigen wird ja das Documentmaterial der Erdgeschichte immer lückenhafter, immer schwieriger zu deuten, je tiefer nach unten man in der Gesteinsreihe kommt. Die ältesten Sedimentformationen sind von allen jüngeren bedeckt worden, von allen späteren Eruptionen durchdrungen, sie haben an allen nachträglichen Dislocationen teilgenommen. Wenn man somit einmal zu einer unteren Grenze kommt, hinter welcher in den für unsere Beobachtungen zugänglichen Bildungen keine Fossilien entdeckt werden und wo die Gesteine auch oft so stark metamorphosirt worden sind, dass ihre Identificirung auf Schwierigkeiten trifft, so bedeutet dies nicht, dass wir hier den »basal plane of life« erreicht haben, sondern höchstens eine Grenze, vielleicht nur eine Etappe der paläontologischen Forschung.

Bis zu dieser Grenze hinab, d. h. wenigstens bis zu dem Boden des cambrischen Systems, lässt die Erdgeschichte, trotz der vorhandenen Lücken, noch eine zusammenhängende Schilderung zu. Diese jüngeren Formationen sind nur *local* so stark metamorphosirt worden, dass man ihre Beschaffenheit nicht länger dechiffriren kann. Die präcambrischen Formationen und zwar unter ihnen besonders die ältesten, sind dagegen *in der Regel* bis zur Unkenntlichkeit verändert, nur *local* besser erhalten.

Aber wenn es auch zweifelhaft erscheint, ob man was diese ältesten Zeiten betrifft, jemals die »Continuität der Erdgeschichte« wird herstellen können, so wird man in jedem Falle aus den erhaltenen

¹ F. v. Richthofen, China. Bd. II. Berlin 1882. S. 105 ff., 220 ff., 370—379 u. 706 ff.

Resten dieser uralten Formationen, welche die Erosion aus tiefen Erd-rindenteilen ausgegraben hat, auf die damals auf der Erde herrschenden Verhältnisse schliessen können; in ähnlicher Weise, wie ja auch unerwartete archäologische Funde Streiflichter über die Vergangenheit der Menschheit während solcher Zeiträume werfen, von welchen keine Urkunden uns erzählen und welche weit hinter dem Anfang der »alten Zeit« der Lehrbücher der Geschichte liegen.

Jedes Mal wenn es uns gelungen ist, ein solches wohlerhaltenes Fragment der archaischen Lagerreihe zu finden, wo ihr petrologischer und stratigraphischer Bau sich einigermaßen dechiffriren und die Discordanz gegen das Liegende auspräparieren lässt, entsteht die Frage: wie ist dieses Liegende entstanden? Können wir auch den in diesem eingehenden schieferartigen Gesteinen bis zu einem Ort nachspüren, wo sie so gut erhalten sind, dass ihre Natur umgewandelter normaler Sedimente dargethan werden kann, und wo sie durch eine neue Discordanz von ihrem Liegenden getrennt sind? Dort wird sich dann wieder dieselbe Frage wiederholen, und wir werden somit allmählich nach unten in die geologische Lagerreihe vordringen, wobei wir jedes Mal, wenn wir sprungweise von einem Hangenden zu seinem liegenden Complex hinüberschreiten, immer stärker metamorphosirten Sedimentgesteinen und mit ihnen verwobenen Eruptiven begegnen. Wird nun vielleicht dieses Hervordringen nach unten hin so lange fortgehen, bis wir zu solchen Complexen kommen, in welchen die Gesteine überall so stark metamorphosirt sind, dass man ihre ursprüngliche Beschaffenheit nirgends dechiffriren kann? Wir könnten dann nicht wissen, wie viele Sedimentformationen noch in diesem ältesten Liegenden verborgen wären. Der Blick würde sich somit hier in die grenzenlose Ferne verlieren, und wir könnten mit Hutton sagen: there are »no traces of a beginning«.

Doch lernten wir im östlichen Finland Verhältnisse kennen, welche zu einer anderen Auffassung zu führen scheinen. Hier fanden wir eine mächtige Schieferformation, in welcher die Gesteine petrologisch mit den präbottnischen Schiefen des westlichen Finlands übereinstimmen und vielleicht auch mit einigen von diesen genetisch verbunden waren. Hier ist auch das Liegende dieser Schiefer erhalten und besteht aus einer Formation, welche *nur granitische Gneisse*, aber keine solchen Gesteine enthält, welche mit einiger Wahrscheinlichkeit als metamorphosirte Sedimente gedeutet werden könnten. Eine ähnliche Formation hat auch im westlichen Schweden eine grosse Verbreitung, und an beiden Orten scheinen diese Formationen die ältesten der resp. Ge-

gend zu sein, uralte Horste bildend, welche in keinem beträchtlicheren Maasse von späteren Gebirgsfaltungen betroffen worden sind, und welche auch in Karelien die auf ihnen lagernden, wahrscheinlich sehr alten Sedimente gegen Zerstörung geschützt haben.

Wenn nun diese Formationen, wie nicht unwahrscheinlich scheint, wirklich Teile der so viel umstrittenen »Erstarrungskruste der Erde« wären, da hätten wir somit hier das äusserste Endziel der stratigraphischen Forschung erreicht. Hier wäre ihre Aufgabe beendet, an einer Grenze, hinter welcher nur die Petrologie, die Geophysik und die vergleichende Sternkunde uns eine Vorstellung von den Ereignissen geben können, welche unser Planet während der ersten Stadien seines selbständigen Daseins durchgemacht hat.

Für die Stratigraphie bleibt noch immer übrig, die zahlreich vorhandenen Lücken in unseren Kenntnissen von den geologischen Formationen auszufüllen. Wenn es nun auch zweifelhaft erscheint, ob dieses was die ältesten präcambrischen Sedimentformationen angeht, jemals vollständig gelingen wird, so enthüllt sich unseren Augen doch schon jetzt, obgleich noch in undeutlichen Zügen, eine geologische Entwicklungsreihe in präcambrischer Zeit, deren Länge dem Gedanken kaum fassbar erscheint.

Nach der Annahme der nordamerikanischen Geologen wäre die Länge der s. g. »algonkischen« Zeit schon an und für sich grösser als die zusammengelegten Längen der postcambrischen Zeitalter.¹ Zum »Algonkian« wird dabei eine Reihe mächtiger, durch grosse Discordanzen getrennte Schichtsysteme gerechnet, von welchen z. B. bei Lake Superior der horizontal liegende »Keweenaw« 4—5000 m und die mehr oder weniger stark gefalteten huronischen Formationen zusammen wenigstens dieselbe Mächtigkeit besitzen. Es kommen aber auch in dem granitdurchwobenen prähuronischen Grundgebirge in Minnesota und Canada Schieferformationen vor, welche sicher sedimentärer Entstehung sind und dennoch um so viel älter als die huronischen Ablagerungen zu sein scheinen, dass sie sich nicht ohne Zwang in dieselbe Abteilung einfügen lassen. Dazu gehören vor allem die von Lawson beschriebenen Coutchiching und Keewatin, welche nach seiner Schilderung unzweifelhafte Conglomerate enthalten², und dennoch von den archaischen Gneissgraniten derselben Gegend durchsetzt werden, sowie

¹ C. R. Van Hise, Archean and Algonkian. Bull. U. S. Geol. Survey, N:o 80, 1892, S. 491.

² Siehe die auf S. 244 angeführten Schriften.

auch die Quarzite, Kalksteine, Glimmer- und Hornblendeschiefer des ursprünglichen Laurentian beim Lawrence River (Grenville series).¹ Die Angaben verschiedener Verfasser über die verschiedene Mächtigkeit dieser archaischen Sedimentformationen differenzieren so sehr unter einander und sind in den meisten Fällen so hoch gegriffen, dass sie einem unwahrscheinlich vorkommen. Darüber scheinen mir aber keine Zweifel obwalten zu können, dass die Mächtigkeit der s. g. algonkischen Formationen bei Lake Superior nur einen unbedeutenden Teil der Gesamtmächtigkeit der präcambrischen Sedimente Nordamerikas ausmacht, und dass die Annahme, dass der »Basalplan der klastischen Gesteine« am Boden des Lower Huronians läge, kaum mehr berechtigt ist als die frühere Annahme, dass er am Boden des Cambriums wäre.

In jedem Falle finden wir in Nordeuropa — um auf ein Feld überzugehen, mit dem ich besser vertraut bin — in demjenigen älteren granitdurchwobenen Grundgebirge, welches gleichwie der prähuronische Basalcomplex Nordamerikas unterhalb der tiefsten Discordanz liegt, die man noch über weite Strecken verfolgen kann, Sedimentformationen, deren Mächtigkeit wahrscheinlich diejenige der jüngsten präcambrischen Formationen bei weitem übertrifft. Während die Mächtigkeit der jotnischen Sedimente in Dalecarlien, wo sie am besten entwickelt sind, nach Törnebohm etwa 1,100 m beträgt, und die jatulischen Bildungen 1,500—2,000 m messen, schätzten wir die Minimalmächtigkeit der bottnischen Formationen der Gegend von Tammerfors auf 2,000 m und die ladogischen Sedimente Ostfinlands auf 4—5,000 m. Die lückenhafte Beschaffenheit der ältesten Formationen machen es aber wahrscheinlich, dass ihre wirkliche Mächtigkeit noch viel grösser ist als diese Zahlen angeben. Es ist natürlich unmöglich uns eine einigermaßen exakte Vorstellung darüber zu bilden, wie gross diese Lücken sind. Wenn wir uns aber erinnern, dass die gewaltigen Gebirge, welche während verschiedener Perioden der präcambrischen Zeit hier entstanden, vor der Ablagerung der jotnischen Sedimente fast vollständig abgehobelt wurden, so sehen wir ein, dass die hier erhaltenen Sedimente jüngeren präcambrischen Alters nur einen unbedeutenden Teil dieser Erosionsprodukte ausmachen können. Von den älteren, archaischen Sedimenten muss aber noch viel weniger erhalten sein, und ihre beobachtete Mächtigkeit muss also mit einem noch grösseren Factor multiplicirt werden, um die wahre, ursprüngliche Mächtigkeit zu

¹ Frank D. Adams, On the typical Laurentian Area of Canada, Journal of Geology, 1893. S. 325. Neues Jahrb. 1893. Beilage VIII. S. 419.

ergeben. Erinnern wir uns weiter, dass auch in diesen längstverflossenen Äras Perioden von Gebirgsfaltung und Granitintrusion mit Perioden von ruhiger Sedimentation und vulkanischer Thätigkeit abwechselten, dann bekommen wir erst recht eine Vorstellung davon, wie diese Lagerreihen trotz oder vielleicht besser gesagt *mit* ihren imponirenden Lücken eine Zeitlänge angeben müssen, gegenüber welcher diejenige der postcambrischen Zeit fast zu einem Bruchteil zusammenschmilzt. Die Bedingung der Descendenztheorie, welche präcambrische Zeiträume von fast unermässlicher Länge erfordert, während welcher sich das organische Leben zu der Blüthe entwickeln konnte, welche sie schon im Anfang der paläozoischen Ära zeigte, scheint somit schon hier erfüllt zu sein.

Sehr schwierig wird es sein, für diese präcambrischen Formationen eine Nomenclatur zu finden, welche dem jetzigen Stadium unserer Kenntnisse entspricht und allen theoretischen und praktischen Bedürfnissen gebührend Rechnung trägt. Am einfachsten ist es natürlich, locale Namen anzuwenden; die Schwierigkeit beginnt erst dann, wenn die Frage entsteht, wie weit man die Anwendung dieser Namen ausdehnen und wie man die in verschiedenen Erdteilen vorkommenden präcambrischen Sedimente in grössere Abteilungen einteilen soll.

Hierbei ist es vor allem notwendig, dass man die zwei verschiedenen Einteilungsprincipien, die hier angewandt werden können, streng aus einander hält (vergl. die ausführlichere Auseinandersetzung auf S. 230—232).

Einerseits kann man nach einem rein *theoretischen* Gesichtspunkte die präcambrischen Bildungen in *klastische* und *präklastische*, oder mit anderen Worten, in *azoische* und *proterozoische* einteilen. Diese Einteilung ist jedoch in der Praxis von wenig Nutzen, da es in den meisten Fällen schwierig sein wird zu sagen, welche Bildungen sicher azoisch sind. In dem nordeuropäischen Grundgebirge können hier kaum andere Formationen in Frage kommen, als die granitischen Gneisse, welche wir oben unter der Bezeichnung *katarchaisch*, die gleichbedeutend mit azoisch ist, angeführt haben. Ob der Fundamental-Gneiss Canadas auch als azoisch in diesem Sinne zu betrachten ist, darüber herrscht noch Meinungsverschiedenheit unter den canadischen Geologen.

Andererseits kann man dann eine Einteilung versuchen, welche vor allem die *praktischen* Forderungen des Feldgeologen in's Auge fasst, indem man damit beginnt, die jüngeren präcambrischen Formationen, welche sicher klastisch sind und nach unten durch eine deutliche Discordanz begrenzt sind, von dem granitdurchwobenen Liegenden zu tren-

nen. Nur muss man bei dieser Unterscheidung von *jüngeren präcambrischen Sedimenten* und einem *ältesten Grundgebirge* sich stets erinnern, dass die Grenze dieser beiden Abteilungen nur für jede einzelne Gegend, d. h. nur so weit als man die Discordanz verfolgen kann, sich genau bestimmen lässt, und dass die Einteilung also nur in sehr beschränktem Masse eine chronologische Bedeutung haben kann. Wenn man aber diesen Umstand genügend betont und es überhaupt allgemein anerkannt wird, dass *jede Einteilung der präcambrischen Sedimente, welche die ganze Erde umfasst, ohne streng chronologische Bedeutung sein muss*, so scheint mir dieser Umstand kein absolutes Hindernis für eine Einteilung zu bilden, welche sonst sowohl für die geologischen Lehrbücher als auch für viele kartographische Zwecke unbedingt erforderlich erscheint.

Bei mehreren der Verfasser, welche eine solche Einteilung versucht haben, besteht die Neigung, den ältesten granitdurchwobenen Complex, der sich nicht nach rein stratigraphischen Methoden zerteilen lässt, als *archäisch* zu bezeichnen. Dieser Name wäre somit ohne streng definirte chronologische Begrenzung als gleichbedeutend mit Urgebirge oder ältestes Grundgebirge zu gebrauchen. Es wird natürlich nicht für jeden Grundgebirgscomplex angewandt werden können, sondern nur für solche, deren hoch präcambrisches Alter dargethan werden kann. Archäisch ist also keineswegs für gleichbedeutend mit azoisch anzusehen, was auch weder in dessen Bedeutung noch in dessen ursprünglichen Definition lag. Im Gegenteil würde der archäische Complex, nach der obigen Definition, auch klastische und somit aller Wahrscheinlichkeit nach auch »zoische« Formationen umfassen. Es enthält aber selbstverständlich auch die azoischen Bildungen, oder was wir als katarchäisch bezeichnet haben, welche so zu sagen das meist incarnirt archäische sind.

Als zusammenfassender Name für die jüngeren präcambrischen, stratigraphisch teilbaren und nach unten durch eine deutliche Discordanz begrenzten präcambrischen Sedimentformationen kann man dann entweder eine provisorische Bezeichnung oder einen Term von theoretischer Bedeutung einführen. In den Vereinigten Staaten hat man die erstere Verfahrungsweise gewählt, in dem man die jüngeren Formationen in dem s. g. »algonkischen System« vereinigt hat. Später hat jedoch Van Hise die Bezeichnungen archäisch und algonkisch so definiert, dass sie gleichbedeutend mit azoisch und proterozoisch in der oben

angeführten Bedeutung geworden sind.¹ In einer solchen streng theoretischen Bedeutung hat das Wort algonkisch keinen Sinn und wird zweckmässiger mit proterozoisch ersetzt. Nur als ein provisorischer Begriff, für den die untere Grenze nicht theoretisch, sondern im Felde definiert wird, kann es überhaupt irgend welche Berechtigung beanspruchen. Da nun nach der Ansicht Van Hises und anderer amerikanischer Geologen die algonkischen Sedimente mit ihren zwischenliegenden Discordanzen eine Zeitlänge repräsentieren, welche »nicht ungeeignet mit der ganzen nachfolgenden Zeit verglichen werden kann«, erscheint es auch nicht ganz konsequent, hier den Namen System oder eine Bezeichnung anzuwenden, welche in Analogie mit dem Systemnamen gebildet worden ist², da dieses eine ganz unrichtige Vorstellung von der Länge der algonkischen »Periode« erwecken muss.

Richtiger erscheint mir deswegen hier nach dem Vorschlage Irwings zwischen dem archaischen Grundgebirge und der paläozoischen Gruppe *eine neue Gruppe einzufügen*, für welche dann ein solcher *theoretischer* Name gewählt werden muss, der nicht die Vorstellung erwecken darf, dass ihr Liegendes azoisch wäre. Ich würde dem Namen *archäozoisch* den Vorzug geben. Die Ähnlichkeit im Wortlaute mit archaisch und katarchaisch scheint mir ein grosser Vorzug zu sein, da bei dem Fehlen einer chronologisch definierten Grenze archäozoisch und archaisch, wenn man die ganze Erde in Betracht nimmt, eher als verschiedene *Facies* der präcambrischen Bildungen denn als chronologisch gut getrennte Abteilungen zu betrachten sind. Wenn aber auch die Äquivalente der archäozoischen Bildungen in einem anderen Teil der Erde dem archaischen Grundgebirge eingewickelt liegen können, so hat doch die Einteilung *für jede einzelne Gegend einen chronologischen Wert*, in dem die archäozoischen Bildungen dort immer jünger als die archaischen sein müssen.

Wenn man nun dieses Schema mit der Bezeichnung *katarchaisch* als zusammenfassender Name für diejenigen Teile von dem archaischen

¹ Van Hise betont jedoch selber den *versuchsweisen* Charakter dieser Definition, indem er nicht bestimmt entscheiden will, ob der archaische Complex klastische Gesteine enthält oder nicht, obgleich er der letzterwähnten Ansicht zuneigt. (l. c. S. 478 ff.).

² Denselben Einwurf kann man auch gegen de Lapparents Bezeichnung »Système précambrien« (Traité de Géologie. 3 Éd. S. 737) machen. Die Anwendung des Wortes präcambrisch in dieser beschränkteren Bedeutung erscheint ebenfalls nicht zulässig, da sie zugleich seiner wörtlichen Bedeutung nach besonders in England und Amerika als zusammenfassender Name für alle vor-cambrischen Gesteine angewandt wird und in der That die beste Bezeichnung für diesen Gesteinscomplex bildet.

Complex, welche sicher azoisch sind, vervollständigt, so erhält es das folgende Aussehen:

Allgemeine Bezeichnung:	Hier vorgeschlagene Einteilung:	Synonyme:
Präcambrische Formationen	Archäozoische Gruppe	Proterozoische Gruppe
	Archaischer Basal-complex, inclusive	
	Katarchaische Bildungen	Azoische Bildungen

Natürlich muss man auch darnach streben, der Grenze der zwei Hauptabteilungen des Präcambrischen mit der Zeit wenn möglich eine bestimmtere chronologische Bedeutung zu geben. Es scheint mir auch nicht völlig undenkbar, dass es noch in der Zukunft gelingen könnte, eine solche bestimmtere Parallelisierung auch entfernt von einander liegender präcambrischen Sedimentformationen durchzuführen. Erstens ist es ja nicht nur möglich, sondern sogar wahrscheinlich, dass *Fossilien* hier entdeckt werden können; in den algonkischen Formationen Nordamerikas sind sie ja schon bekannt und auch in den bottnischen Formationen haben wir ja fossilienähnliche Dinge gefunden; dann könnte man vielleicht in solchen *Verschiedenheiten in der primären petrologischen Zusammensetzung der Sedimente*, welche auf *climatologischen Bedingungen*, die einst auf der ganzen Erde bei ihrer Bildung geherrscht haben, zurückgeführt werden müssen, wie z. B. in dem Wechsel quarzitischer und feldspatreicher Sedimente, einen Anlass zu der Correlation einzelner Formationen finden. Endlich lässt es sich auch denken, dass wir für verschiedene Gebiete dieselbe *Succession* von vulkanischen Ereignissen, Faltungsbewegungen, Granitintrusionen etc., aufweisen könnten, wodurch dargethan werden könnte, dass verschiedene Teile der Erdrinde in dieser Beziehung dieselben Entwicklungsphasen ungefähr gleichzeitig durchlaufen haben.

Wenn nun auch diese Ausführungen vorläufig nur zu wagen Vermutungen führen können, so zeigen sie jedenfalls, dass man noch nicht berechtigt ist, hier ein bestimmtes *ignorabimus* auszusprechen.

Nicht nur die letzte theoretische Betrachtung führt uns zu der Frage von denjenigen Processen, die in der Tiefe vorsichgehen, sondern wir sind ihr auch auf Schritt und Tritt begegnet. Es ist ja auch eine unmittelbare Folge der ganzen Auffassung, die hier entwickelt worden ist, dass wir erst dann die Rätsel des Grundgebirges voll-

ständig gelöst haben werden, wenn es uns gelungen sein wird uns eine einigermaassen adäquate Vorstellung von diesen Processen zu bilden.

Schon *petrologisch* führen uns stetige Übergangsreihen von eruptiven Ergussgesteinen zu Tiefengesteinen und von denjenigen Sedimentgesteinen, welche in den obersten Teilen der Kettengebirge unter Mitwirkung der Verwitterung umgewandelt worden sind, zu solchen, welche einst in so tiefen Erdrindenteilen lagen, dass sie dort unter Temperaturen umgewandelt wurden, welche den Schmelzpunkten ihrer Gemengteile nahe kamen oder vielleicht dieselben erreichten, und dass sie dort in dem granitischen Magma des Erdinneren gebadet wurden.

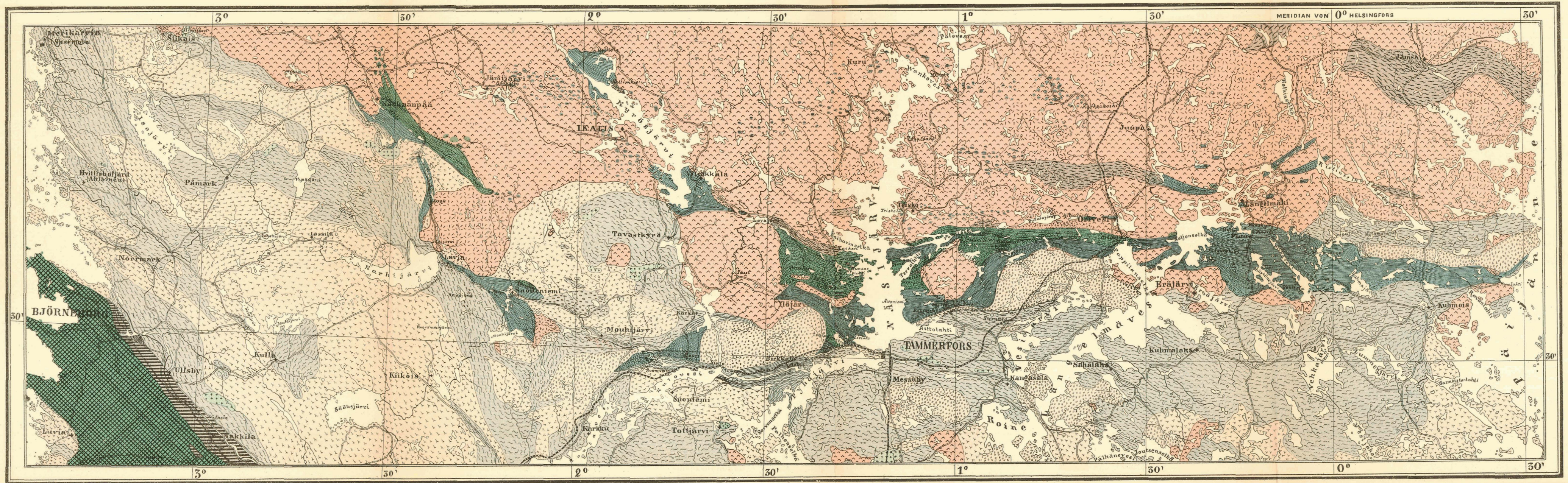
Auch *geotektonisch* gilt es hier in ihren Einzelheiten die Faltungsbewegungen zu erklären, welche die einst auf der Erdoberfläche ruhenden Schichten so tief in das Erdinnere hineingepresst haben und ihnen ihre jetzige überwiegend senkrechte Lage verliehen haben. Dabei stossen wir auch vor allem auf die Frage von der Plasticität des Erdinneren und von dem Verhältniss zwischen den Faltungsbewegungen und dem Vorhandensein grosser Magmaherde in den tieferen Teilen der Erdrinde. Was ist hier Ursache, was Wirkung? Sind wohl diese Magmaherde als »residual lakes» aufzufassen, welche seit der Erstarrung der Erdrinde in schmelzflüssiger Form verblieben sind, und welche vielleicht die Gebirgsfaltungen bedingt oder wenigstens ihre Lage bestimmt haben? Oder aber, sind die durch die allmähliche Schrumpfung der Erde hervorgerufenen Faltungen die Ursachen gewesen, welche durch eine Entlastung des Druckes für die überhitzten, aber schon erstarrten Gesteinsmassen des Erdinneren die Möglichkeit geschaffen haben, von neuem plastisch-flüssige Gestalt anzunehmen? Und auf welche Weise bahnten sich diese Massen ihren Weg an die Stellen, wo sie schliesslich erstarrten?

Alles dieses sind Fragen, welche sich vor demjenigen, der im Grundgebirge arbeitet, stetig auftürmen müssen. Und wir besitzen auch hier, wo wir thatsächlich sehr tiefe Erdrindenschnitte beobachten, ein faktisches Material, durch welches sie geprüft und ihrer Lösung näher gebracht werden können. Wenn nun in den hier behandelten Gegenden alles darauf hindeutet, dass das granitische Magma, welches der Hauptträger der umgestaltenden Agentien war, noch von unten kam, so müssen wir, um die bedeutungsvolle Frage von der ersten Entstehung dieses Magmas durch direkte Beobachtungen zu lösen, wenn möglich noch tiefer erodirte Erdrindenteile aufsuchen, wie sie vielleicht in Canada vorliegen. Oder müssen wir auch, wenn das Flüssigwerden des

Magmas nicht in solchen Erdrindenteilen stattgefunden hat, welche die Erosion uns zugänglich gemacht hat, auf die Lösung dieser Frage durch Beobachtungen im Felde verzichten und sind auf die Schlüsse angewiesen, zu welchen die Petrologie und Geophysik bezüglich des Zustandes des Erdinneren führen.

So erfahren wir auch auf diesem Gebiete der geologischen Wissenschaft, dass ihr Vordringen, wie anfangs gesagt wurde, nach unten hin erfolgt. Nach unten in doppeltem Sinne: einerseits in die Reihe der sedimentären Formationen, wo sie, vom Hangenden zum Liegenden stetig vordringend, allmählich ihre Vorposten vorschiebt, bis sie einst die ganze Lagerreihe, welche zwischen den heute sich ablagernden Sedimenten und der Erstarrungskruste liegt, unter ihre Herrschaft gebracht hat; anderseits aber auch in räumlicher Beziehung, indem sie, von der Erdoberfläche ausgehend, zu immer tieferen Teilen der Erdrinde, welche die Denudation blosslegt oder in welche nur unsere Gedanken hinabreichen, zu gelangen strebt.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DER GEGEND VON TAMMERFORS.



Jotnische Bildungen

- Olivindiabas
- Sandstein von Björneborg

Jüngere archaische (postbottnische) Granite etc.

- Gleichkörniger Granit
- Porphyrtiger Granit
- Quarzporphyrische Grenzfacies
- Granit mit zahlreichen Schiefereinschlüssen
- Dioritartige Gesteine, einschlußartig im Granit

Bottnische Schieferformationen

- Felsitschiefer von Västila
- Gneissartige (granitische) Schiefer
- Gneissartige Schiefer mit zahlreichen Granitadern ("jüngere Adergneisse")
- Porphyritoid mit vorherrschenden Plagioklaseinsprenglingen
- Porphyritoid mit vorherrschenden Uraliteinsprenglingen
- Feinkörnige uralitreiche Porphyritoide
- Uralitporphyrit
- Orthoklas- und Plagioklasporphyrit
- Conglomeratschiefer
- Phyllite
- Glimmerschiefer
- Feldspathaltige (gneissähnliche) Glimmerschiefer
- Hornblendeschiefer
- Leptit

Ältere archaische (präbottnische) Granite Schiefer und Gneisse

- Gleichkörniger Granit (z.T. gneissartig)
- Porphyrtiger Granit
- Diorite Peridotite etc.
- Glimmerschiefer
- "Lavalit"
- Glimmergneisse ("ältere Adergneisse") z.T. glimmerschieferartig

GEOLOGISCHE
ÜBERSICHTSKARTE
VON
FINLAND

UND DEN ANGRENZENDEN LANDTEILEN

VON
J. J. SEDERHOLM

Quartärbildungen

Paläozoische Bildungen

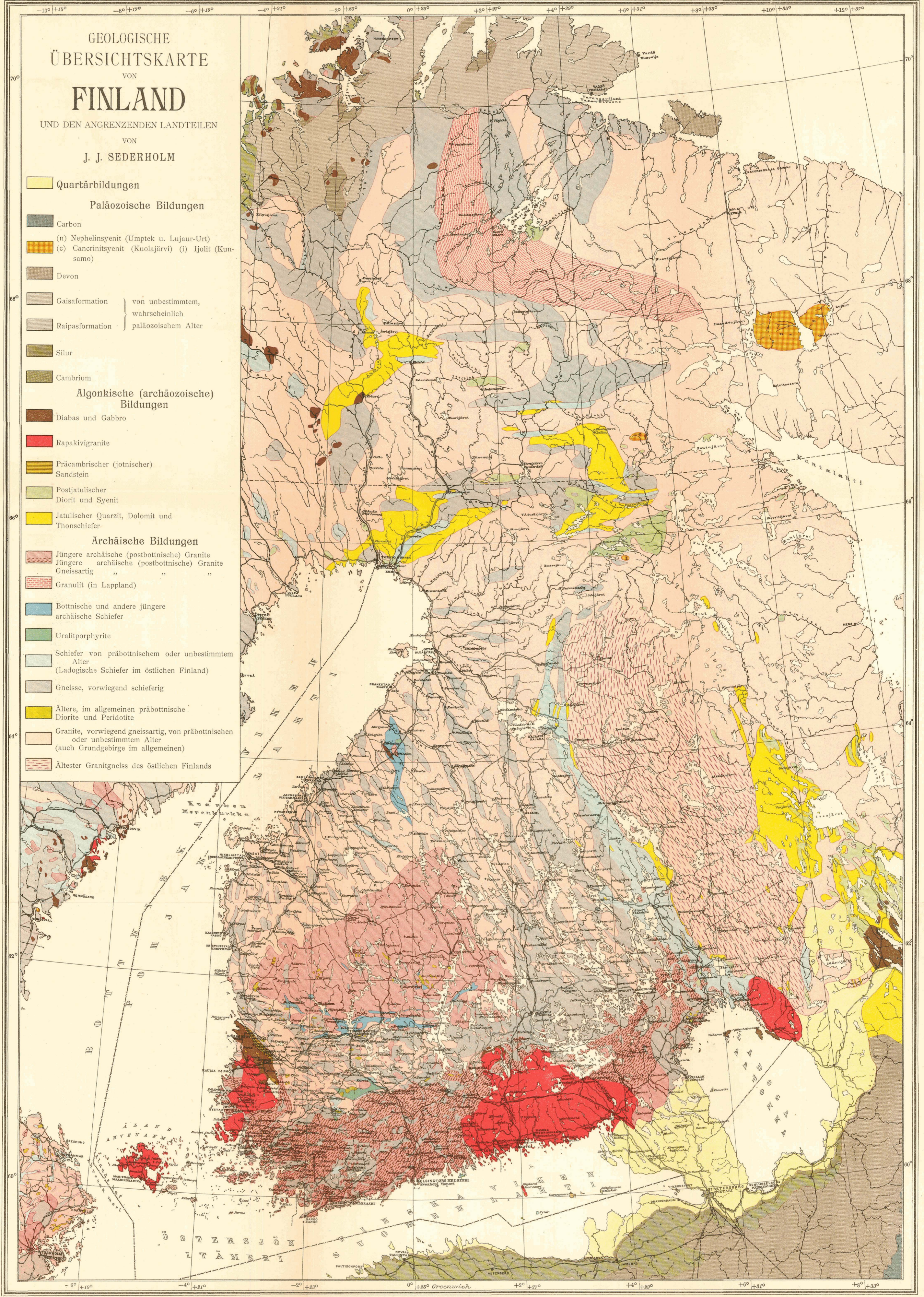
- Carbon
- (n) Nephelinsyenit (Umptek u. Lujaur-Urt)
- (c) Cancrinit-syenit (Kuolajärvi) (i) Ijolit (Kun-samo)
- Devon
- Gaisaformation } von unbestimmtem,
wahrscheinlich
- Raipasformation } paläozoischem Alter
- Silur
- Cambrium

Algonkische (archäozoische)
Bildungen

- Diabas und Gabbro
- Rapakivigranite
- Präcambrischer (jotnischer)
Sandstein
- Postjätulischer
Diorit und Syenit
- Jätulischer Quarzit, Dolomit und
Thonschiefer

Archäische Bildungen

- Jüngere archäische (postbottische) Granite
- Jüngere archäische (postbottische) Granite
Gneissartig
- Granulit (in Lappland)
- Bottische und andere jüngere
archäische Schiefer
- Uralitporphyrite
- Schiefer von präbottischem oder unbestimmtem
Alter
(Ladogische Schiefer im östlichen Finland)
- Gneisse, vorwiegend schieferig
- Ältere, im allgemeinen präbottische
Diorite und Peridotite
- Granite, vorwiegend gneissartig, von präbottischen
oder unbestimmtem Alter
(auch Grundgebirge im allgemeinen)
- Ältester Granitgneiss des östlichen Finlands



Prix: 5 m.