

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN
DE LA
COMMISSION GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

N:o 76

ÜBER DIE PRÄQUARTÄRE
GEOLOGIE DES PETSAMO-GEBIETES
AM EISMEERE

VON
H. HAUSEN

MIT EINER GEOLOGISCHEN ÜBERSICHTSKARTE
UND 13 FIGUREN IM TEXT SOWIE 2 TAFELN
MIT 12 MIKROPHOTOGRAPHIEN

HELSINKI — HELSINGFORS
JUILLET 1926

SUOMEN GEOLOGINEN
TOIMIKUNTA

GEOLOGISKA KOMMISSIONEN
I FINLAND

BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:º 76

ÜBER DIE
PRÄQUARTÄRE GEOLOGIE DES
PETSAMO-GEBIETES
AM EISMEERE

VON
H. HAUSEN

MIT EINER GEOLOGISCHEN ÜBERSICHTSKARTE
UND 13 FIGUREN IM TEXT SOWIE 2 TAFELN
MIT 12 MIKROPHOTOGRAPHIEN



HELSINKI — HELSINGFORS
JULI 1926
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT

INHALT:

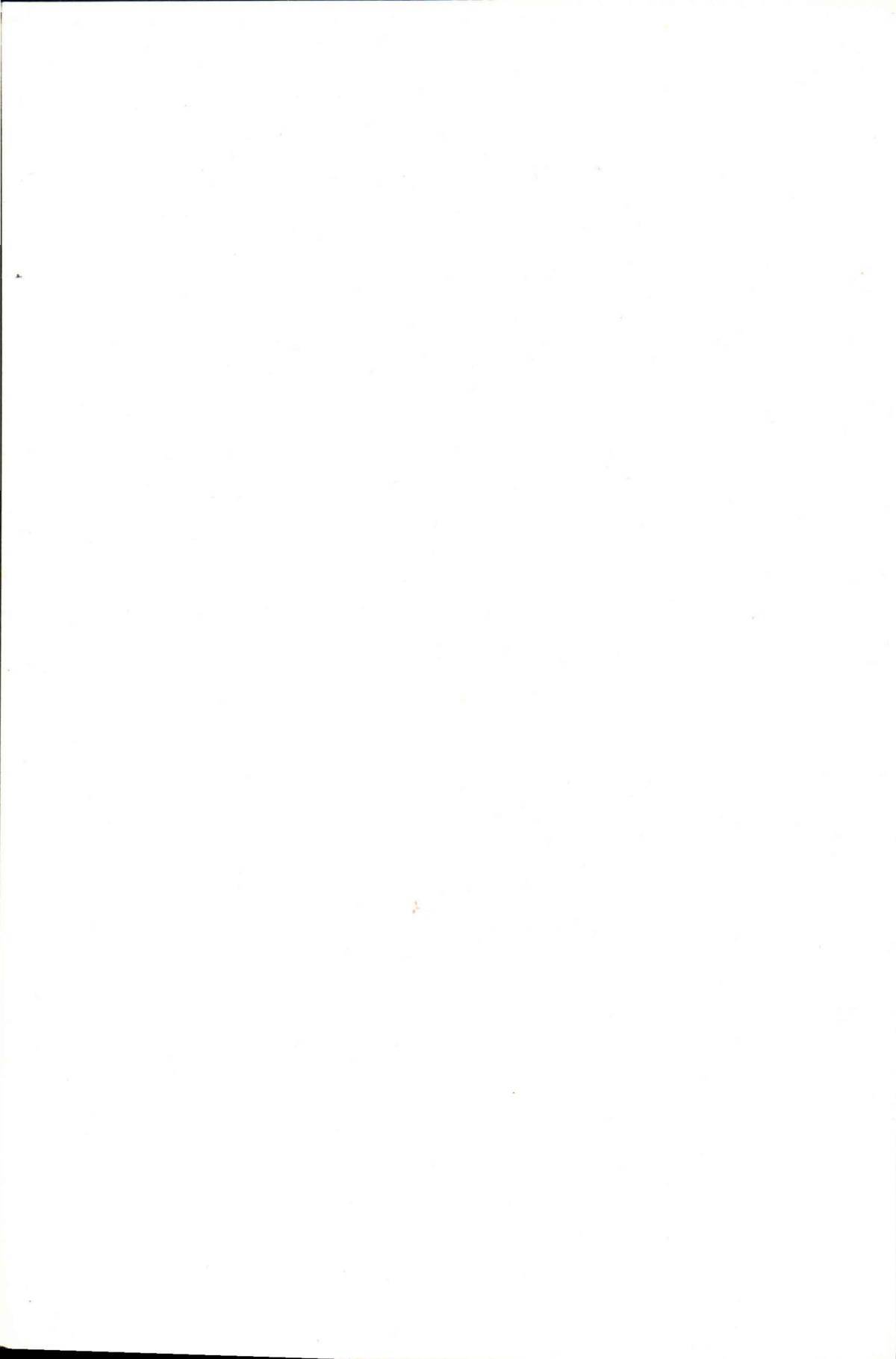
	Seite
EINLEITUNG	7
LITERATUR.....	10
DIE PRÄQUARTÄRE GEOLOGIE	
ORIENTIERENDE ÜBERSICHT	14
A. DAS URGEBIRGE DER KÜSTENEGEND	16
a. Die Gneisse und Gneissgranite	16
b. Alte Metabasite (Metadiabas u. a.)	19
c. Die Magneteisenerzführende Formation von Sydvaranger	20
d. Die Konglomeratformation des Sydvaranger—Erzfeldes	24
c. Die Küstengranite	25
B. DIE ENARE (INARI)-LUTTO, VON GRANIT DURCHDRUNGENE GNEISS-GRANULIT-HORNBLENDESCHIEFERFORMATION	28
C. DIE KONGLOMERATFORMATION VON TÖLLEVI-NÆVERSKRUGVAND	32
D. DIE HÄLLEFLINTAFORMATION DER TUNDRA PÄÄSKYSPAHTA (ORDZUOAIVE).....	35
E. SEDIMENTÄRE GESTEINSGLIEDER INNERHALB DES GRÜNSTEINGEBIETES	36
a. Die Dolomit—Quarzit—Sandsteinzone Kalkkipahta—Kuvernöörinjoki—Moskova	36
b. Arkose-Konglomerat von Pikku Kolosjoki	42
c. Das Dolomit-Quarzitvorkommen am Unterlauf des Kolosjoki-flusses	44
d. Die Tonschieferformation der Petsamon Tunturit	44
e. Geschiebe von sedimentären Gesteinen oberhalb der marinen Grenze, die anstehend nicht bekannt sind	49
F. DIE SEDIMENTFORMATION DER FISCHERHALBINSEL ..	51
G. DIE GRÜNSTEINFORMATION DER PETSAMON TUNTURIT	55
PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER WICHTIGSTEN TYPEN	58
a. Die Hauptmasse des Grünsteinmassivs	59
1. Feinkörnige bis dichte Grünsteine (Metadiabase)	59
2. Mandelsteinähnliche Gesteine von feinem Korn	63

	Seite
3. Feinkörnige bis dichte Tuffite	64
4. Azides Spaltungsprodukt des Grünsteinmagmas (?) Der Meta- andesit von Porjetuoddar	65
b. Die Zone der basischen Differentiate entlang des Tonschieferbogens	67
1. Serpentinegesteine	67
2. Doleritische Diabase und Gabbrodiabase. Pyroxenite und Anorthosite	71
3. Magmatische Sulfiderzkonzentrationen. Imprägnation von Kiesen in der Tonschieferzone	74
Zur Genesis der Erze	80
c. Metamorphe Derivate lokaler Ausbildung	82
1. Die amphibolitisierten Typen an der Westgrenze des Grün- steingebietes	82
2. Dynamisch deformierte und umkristallisierte Grünsteine ..	84
DIE ERUPTION UND DAS GEOLOGISCHE ALTER DER GRÜNSTEINE	88
H. KLEINERE ISOLIERTE MASSIVE VON ULTRABASISCHEN GESTEINEN AUSSERHALB DES GRÜNSTEINGEBIETES	92
I. TRAPPGÄNGE IM URGEBIRGE DER UMGEBUNG DES GRÜNSTEINMASSIVS	93
J. TRAPPGÄNGE AUF DER FISCHERHALBINSEL	95
K. DIE BLEIGLANTZ-ZINKBLENDE FÜHRENDEN SPALTEN- GÄNGE AN DER URGEBIRGSKÜSTE	96
ZUSAMMENFASSUNG	98
TABELLARISCHE ÜBERSICHT ÜBER DIE ALTERSFOLE DER GESTEINS- FORMATIONEN DES PETSAMO-GEBIETES UND ANGRENZENDER LANDTEILE	101

Verzeichnis der Illustrationen.

- Fig. 1. Grauer Gneissgranit. Elvenes, Pasvik. Samml. Sederholm.
- » 2. Stück des gekräuselten Sydvaranger Band-Magnetiterzes. W. Schenkel des Björnevand V—Erzes. Samml. Sederholm.
- » 3. Stark gepresstes Konglomerat mit ausgewalzten Geröllen aus Gneissgranit u. s. w. SW von Björnevand, Sydvaranger. Samml. Sederholm.
- » 4. Stück des Næverskrug—Konglomerats. Sollien, norw. Seite des Pasviks. Samml. Sederholm.
- » 5. Schematisches Profil durch die Gesteinsfolge am Unterlauf des Kuvernöörinjoki, NE Ende des Kuotsjärvi.
- » 6. Stück einer groben Arkose. Pikku Kolosjoki, E von Kuotsjärvi. Samml. Hausen.
- » 7. Ungeschieferter Pelit. Nordseite des Kammikivinturi. Samml. Tanner.
- » 8. Glazialgeschliffener Tonschieferfelsen. Nordfuss des Kammikivinturi. Blick gegen W. Photo. Soikero.

- Fig. 9. Kluftwand durch eine wagerechte Serie von Quarzit- und Schiefer-
schichten. Pummanki, Srednij Poluostroff (N. Küste), Fischer-
halbinsel. Photo. Segerstråle.
- » 10. Konglomeratfelsen. Kallioniemi, Pummanginvuono, Srednij Polu-
ostroff, Fischerhalbinsel. Blick gegen NE. Photo. Segerstråle.
 - » 11. Sekundär geschieferter, gebänderter Tonschiefer. Vaitolahti, Fi-
scherhalbinsel. Samml. v. Fieandt.
 - » 12. Schematisches geologisches Querprofil durch die Petsamon Tunturit.
Längenmasstab 1 : 300,000.
 - » 13. Geologische Kartenskizze von Nordfennoskandia, die Position des
Grünsteinmassivs von Petsamo in der Reihe der kaledonischen
Grünsteine zeigend.
-



EINLEITUNG.

Die früher so genannte »Westliche Murmanküste«, d. h. die Strecke der Eismeerküste zwischen der norwegischen Grenze am Jakobselv und der Landenge, die die Fischerhalbinsel mit dem Kontinent verbindet, nebst dem Hinterland südwärts bis zur Maanselkä Wasserscheide, ist bis vor kurzem ein in geographisch-geologischer Beziehung ziemlich unbekanntes Land gewesen. Wohl haben verschiedene wissenschaftlich gebildete Reisende, wie aus dem Literaturverzeichnis ersichtlich, die Gegend bereist, alle aber nur auf einer mehr oder weniger eiligen Durchfahrt. Von topographischen und geologischen Aufnahmen ist hierbei gar nicht die Rede gewesen. Nur die Fischerhalbinsel, deren westlichster Teil nunmehr ebenfalls dem Petsamo-Gebiet zugehört, ist von Böhlingk (1840), von Ramsay (1897—99) und später von v. Fieandt (1913) geologisch genauer studiert worden.

Dagegen ist Petsamo in den letzten Zeiten Gegenstand von Streifzügen verschiedener Prospektoren gewesen. Nachdem die Magneteisenerzlager von Sydvaranger im Jahre 1905 entdeckt worden waren, schien es, als ob die Erzlager eine Fortsetzung auf der Ostseite des Pasvik Flusses hätten, und es wurde mehrere Jahre hindurch eifrig nach der »Fortsetzung« gesucht. Die Resultate blieben aber alle negativ, und dass es nicht anders sein kann, soll in den unten folgenden Darlegungen nachgewiesen werden.

Mit dem Beginn der finnländischen Oberherrschaft in Petsamo im Jahre 1921 fingen auch staatliche geologische Untersuchungen daselbst an. Die Geologische Kommission sandte im Frühjahr d. J. den Herrn Mag. A. Talvia mit seinem Gehilfen H. Törnqvist nach Petsamo mit der besonderen Aufgabe, endgültige Klarheit in die Frage von der »Fortsetzung« des Sydvaranger-Erzzuges bis zum jenseitigen Ufer des Pasvik-Flusses zu bringen. Die Untersuchung umfasste deswegen nur die Gegend des Pasvik Flusses in der Nähe von Töllevinjärvi und Salmijärvi. Während einer zufälligen Exkursion zur Nordabdachung der Petsamon Tunturit wurde hierbei ganz unerwartet ein Nickelerzvorkommen entdeckt. Sonst blieben die Bestrebungen

Magneteisenerz des Sydvarangertypus' zu finden erfolglos. Nebenbei wurden noch die Bleiglanz—Zinkblendegänge der Eismeerküste, die von der Gesellschaft Stephanowitsch—Äström während der russischen Zeit abgebaut worden waren, besucht.

Im folgenden Sommer 1922 wurde der Verfasser beauftragt, die geologischen Untersuchungen in Petsamo über weitere Gebiete auszudehnen und vor allen Dingen mehr Klarheit über das Vorkommen von Nickelerz in den Petsamon Tunturit zu schaffen. Als Gehilfe stand mir diesmal Herr H. Törnqvist zur Seite.

Diese Untersuchungen begannen in der Salmijärvi-Gegend und erstreckten sich allmählich über das ganze Tundren-Gebiet einschliesslich der Tundra Mattert im Osten des Petsamo Flusses. Ausserdem unternahm Törnqvist einen Streifzug von hier aus in östlicher Richtung bis an die russische Grenze. Es wurden auch die nördlicheren küstennahen Tundren besucht und ebenso die Gegend des Pasvik Stromsystems, von Salmijärvi aufwärts bis Nautsi und Nautsjärvi. Nebenbei wurde ein Abstecher in die Tundraregion von Kaskama—Soorti—Viernimä gemacht, und ferner eine Exkursion westwärts quer über die norwegische »Zunge« bis an die Tundra Tschornoaive, über der die Reichsgrenze gegen Enare verläuft.

Als Hauptresultat dieser Untersuchungen, die im Zusammenhang mit einer topographischen Aufnahme des Gebietes mittels der Krokiermethode durchgeführt wurden, mag hier Folgendes erwähnt werden. Das genannte Vorkommen von Nickelerz* in den Petsamon Tunturit gehört zu einer beinahe 80 km langen nach N zu konvexen, bogenförmigen *Imprägnationszone* von sulfidischen Erzmineralien, welche erstere sich quer über das ganze Petsamo-Gebiet, von der norwegischen bis an die russische Grenze erstreckt. Diese Zone, die ungefähr dem Nordrande der Petsamon Tunturit folgt, bildet das Ausgehende eines muldenförmig nach S einfallenden Tonschieferhorizontes, der mitten in einem Grünsteinmassiv auftritt. Es handelt sich um Vorkommen von nickelhaltigem Magnetkies nebst Kupferkies und Pyrit, die aus einem ultrabasischen Eruptivgestein ausgeschieden sind.

Obwohl in der genannten Imprägnationszone eifrig nach Erz gesucht wurde, d. h. nach solchen Konzentrationen von Sulfiden, die abbauwürdig sein könnten, blieben die Bestrebungen erfolglos. Das zuerst entdeckte Vorkommen (Kotseljok) erwies sich nämlich als eine Ader von unbedeutender Mächtigkeit. Die Ursachen der negativen Resultate lagen teils in der starken Schuttbedeckung, teils in dem Umstand, dass der Magnetkies äusserst schwach magnetisch ist, wodurch das Aufsuchen desselben mittels Magnetometer er-

folglos blieb. Die Expedition musste sich damit begnügen, festgestellt zu haben, dass die Imprägnation auf einer verhältnismässig schmalen Zone lokalisiert ist, die jedoch im Terrain ziemlich gut verfolgt werden kann. Ausserdem wurde erkannt, dass die genannte Zone, obwohl sie im Einzelnen Unregelmässigkeiten aufweist, doch auf der ganzen Strecke denselben geologischen Aufbau im Grossen darbietet. Mit besseren technischen Hilfsmitteln könnte man also offenbar hier in der Zukunft schon in ziemlich sicherer Fühlung mit der Geologie arbeiten.

Im Jahre 1924 entsandte daher auch die Geologische Kommission eine andere Expedition nach Petsamo, die sich also den erzgeologischen Detailarbeiten widmen sollte. Zum Leiter dieser Expedition wurde Dr V. Tanner ernannt. Andere Mitglieder waren Gehilfen für die rein technischen Arbeiten, sowie der Verfasser. Diesmal wurde die Hauptarbeit beinahe ausschliesslich auf einen Teil der genannten Imprägnationszone konzentriert, und kartographische Aufnahmen traten in den Vordergrund. Es blieb dem Verfasser nur wenig Zeit übrig, nötige geologische Ergänzungsexkursionen zu unternehmen. Im Spätsommer besuchte er jedoch zusammen mit Prof. J. J. Sederholm die geologisch wichtigsten Stellen am Unterlauf des Pasvik Flusses, beiderseits der internationalen Grenze.

Die unten folgenden Mitteilungen sind natürlich, in Anbetracht der beschränkten Zeit, die dem Verfasser zur Verfügung gestanden hat, um geologische Aufnahmen zu machen, nur als vorläufig aufzufassen. Eine detaillierte Aufnahme ist ja ausserdem erst möglich, wenn eine genauere topographische Karte als Unterlage vorhanden ist. Die vom Finnländischen Landesvermessungsamt begonnene topographische Aufnahme des ganzen Petsamo-Gebietes im Masstab 1 : 20000 wird mit der Zeit eine genügend sorgfältige geologische Kartierungsarbeit ermöglichen.¹

¹ Die Blätter »Vaitolahti« »Pummanki«, »Heinäsaaret«, »Maattivuono« u. »Jernoaive« (Fischerhalbinsel) sind bereits erschienen.

LITERATUR.

a. Literatur über regionale Geologie.

1840. W. Böhrling, Bericht über eine Reise durch Finnland und Lappland. II. Reise längs den Küsten des Eismeer. Bull. Sc. publié par l'Académie des Sciences de St. Pbg. Tome VII. N:o 152, 153.
1871. J. A. Friis, En sommer i Finmarken, Russisk Lappland og Nordkarelen. Kristiania.
1874. A. M. Jernström, Material till finska Lappmarkens geologi. I. Enare och Utsjoki lappmarker. Bidrag till kännedom af Finlands natur och folk, utg. af Finska Vetenskapssocieteten. Band 21.
1879. C. P. Solitander, Berättelse öfver en i geologiskt afseende verkställd resa längs stränderna af Enare träsk. Bergsstyrelsens tjänsteberättelse för år 1878. 38. Helsingfors.
- 1882—83. Н. Кудрявцевъ, Кольскій полуостровъ. Труды Ст. Петерб. Общества естествоиспыт. Томъ XII. 2. XIV. 1.
1884. A. Tigerstedt, Beskrifning af de geol. formationerna i SE delen af Enare samt NE delen af Sodankylä socknar. Bergsintendentens berättelser 1882—1883.
1889. Ch. Rabot, Explorations dans la Laponie Russe au presqu'île de Kola (1884—1885). Bull. Soc. Géogr. Tome X. Paris.
1890. W. Ramsay, Geol. Beobachtungen auf der Halbinsel Kola. Fennia 3. N:o 7.
1891. Tellef Dahll, Om fjeldbygningen i Finmarken og guldets forekomst sammesteds. Norges Geologiske Undersøgelse. N:o 4.
1891. H. Reusch, Iagttagelser fra en reise i Finmarken. N. G. U. N:o 4.
1894. John Lindén, Beiträge zur Kenntnis des westlichen Theiles des russischen Lapplands. Fennia 9. N:o 6.
- 1897—1899. W. Ramsay, Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola. I. Das Grundgebirge. II. Die Sandsteinformation (Fischerhalbinsel und Kildin). Fennia 15. N:o 4.
1898. W. Ramsay, Über die geol. Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit. Fennia 16. N:o 1.
- 1902—03. V. Borg, Bericht über die geogr. Resultate einer Forschungsreise in den Grenzgegenden von Finnisch und Russisch Lappland im Sommer 1901. Fennia 20. N:o 5.
1906. W. Wahl, Die Enstatitaugite. Eine Untersuchung über monokline Pyroxene mit kleinem Winkel der optischen Axen und niedrigem Kalkgehalt. Akad. Diss. Helsingfors. Pag. 41.

1906. V. Tanner, Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ostfinnmarkens glaciation och nivåförändringar. Fennia 23, N:o 3. Bull. Comm. Géol. Finlande, N:o 18.
1907. — II. Nya bidrag till frågan om Finnmarkens glaciation och nivåförändringar. Fennia 24. Bull. Comm. Géol. Finlande, N:o 21.
1908. J. E. Rosberg, Studien über Talbildungen im finnischen Lappland und dessen Umgebungen. I. Das Tal des Tulomjok. Fennia 24, N:o 4.
1910. Utlåtande om på Murmanska kusten befintliga blymalmsfyndigheter, tillhöriga bergverksbolaget *Stefanowitsch-Åström*. Åbo.
1910. J. H. L. Vogt, Norges Jernmalmsforekomster. N. G. U. N:o 51. (Kap. Jernmalmsforek. i det nordlige Norge).
1911. Per Geijer, Contributions to the Geology of the Sydvaranger Iron Ore Deposits. Geol. Fören. Stockh. Förhandl. Bd. XXXIII. Pag. 312.
1912. Alvar von Fieandt, Fiskarhalföns och ön Kildins geologi. (Mit deutschem Referat). Fennia 32, N:o 7.
1913. V. Tanner, Nautsjok—Kornijok—Luttojok—Nuorttijärvi. Fennia 33, N:o 2.
1915. — Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. Bull. Comm. Géol. Finlande, N:o 38.
1918. Henning Marstrander, Sydvaranger Jernmalmfelt. En geol.-bergteknisk beskrivelse. Tidsskrift for Bergvæsen. 6 Aarg. N:ris 1—5, 7. Kristiania.
1918. Olaf Holtedahl, Bidrag til Finmarkens geologi. N. G. U. N:o 84.
1920. А. А. Полканов, Предварительный отчет о геолог. изследованиях вдоль Мурманской ж. д. на участке от города Мурманска до станции Оленья. Известия Геол. Комитета. 1918 г. Том XXXVII. Петроград.
1920. П. В. Виттенбург, Местонахождения железных руд в районе Кольского фиорда. Тр. Северн. Научн. Пром. Экспедиции. Вып. 4. Петроград.
1922. Malmgeologisk expedition till Petsamo. (H. Hausens rapport). Vuosikertomus. Årsberättelse. Geol. Komm. Pag. 10.
1923. Åke Fabricius, Pasvikälven och dess vattensystem, Övertryck av Tekniska Föreningens i Finland Förhandlingar. Helsingfors.
1924. Undersökningsexpeditionen till Petsamo fjällen. (V. Tanners rapport). Vuosikertomus. Årsberättelse. Geol. Komm. Pag. 21.
1925. А. А. Полканов, Заметка о магнитных аномалиях на территории Кольского полуострова. Известия Геол. Комитета. 19 Том XLII. № III—IV.
1925. — , Краткая записка о наблюдавшемся и располагаемом распространении комплекса пород, сопровождаемых магнетитовыми сланцами на Кольском полуострове. Mitteilung an die Geologische Kommission Finnlands (Archiv der Geol. Komm.).
1925. H. Hausen, Quartärgeologische Beobachtungen im nördlichen Teil des Petsamo—Gebietes (Finnländische Eismeerküste). Mit 8 Fig. im Text und einer topographischen Übersichtskarte des nördlichen Teils von Petsamo im Masstab 1 : 500,000. Fennia 45. N:o 7.

b. Tagebücher und Gutachten.

1903. J. N. Silvenius (Soikero), Päiväkirja Inarin pitäjän E-osassa tehdystä geologisista tutkimuksista kesällä 1903. (Archiv der Geol. Komm. N:o 188).
1903. Benj. Frosterus, Spridda geol. iakttagelser från Enare sjö längs Pasvikstråten, Langfjorden (Sydvaranger) till Varangerhalvön. (Archiv der Geol. Komm. N:o 752).
1904. V. Tanner, Berättelse öfver en geologisk expedition till NE delen af Enare socken (Archiv der Geol. Komm. N:o 219).
1910. W. Hall, Betingelserna för en fortsatt prospektering och en ev. bearbetning av blyglansfyndigheterna på W. Murmanska kusten. (Archiv der Geol. Komm. N:o 690 b).
1914. F. R. Tegengren, Utlåtande angående Aktiebolaget *Stefanowitsch & Åströms* blymalmsfyndigheter vid Murmankusten på Kola halvön (Archiv der Geol. Komm. Rapport N:o 9).
1915. Th. Brenner, Anteckningar under en resa i det inre av Kola halvön med Wiiks stipendium sommaren 1915. (Manuskript).
1921. Alppi Talvia, Selitys Geologisen komissionin malmigeologisen retkikunnan kenttätöistä Petsamossa v. 1921.
— I. Muurmannin rannikko Petsamonvuonon ja Norjan rajan välillä.
— II. Töllevi ja Salmijärvi. (Archiv der Geol. Komm. N:o 725).
1921. Hugo Törnqvist, Päivätyökirja allekirjoittaneen matkoista ja malminetsintä-töistä kesällä 1921. (Ibidem).
1922. H. Hausen, Dagbok över en malmgeologisk expedition till norra delen av Petsamo lappmark sommaren 1922. (Archiv der Geol. Komm. N:o 705).
1924. J. J. Sederholm, Dagbok över geologiska iakttagelser i Petsamo och Sydvaranger sommaren 1924. (Ibidem).
1924. H. Hausen, Dagbok över geologiska iakttagelser i Petsamo sommaren och hösten 1924.
Anm. Gedruckte Berichte sind im Literaturverzeichnis oben zu finden.

c. Sonstige konsultierte Literatur.

- 1872—74. Karl Pettersen, Om de inden Tromsø og Finmarkens Amter optrædende Bergslag. Geol. Fören. Stockh. Förh. Band I. Pag. 274.
1874. —, Tromsø Amts geologi. I. II. III. IV. Trondhjems Videnskabselskabs Skrifter.
1878. A. Helland, Mikroskopisk undersøgelse af en del bergarter i det nordlige Norge. Tromsø Museums Aarshefter. Bind. II.
1879. —, Das Vorkommen der Kobalt-Nickelerze in Norwegen. Archiv for Mat. og Naturvidenskab. 4.
1879. O. Lang, Beitrag zur Kenntnis norwegischer Gabbros. Zeitschr. deutsch. Geol. Gesellsch. Band XXXI.
- 1882—83. Fr. Svenonius, Om olivinstens- og serpentinförekomster i Norrland. Geol. Fören Stockh. Förh. Band VI. H. 9.
- 1884—85. Fr. Eichstädt, Mikroskopisk undersökning af olivinstenar och serpentinier från Norrland. Geol. Fören. Stockh. Förh. Band VII. H. 6.

1890. J. H. L. Vogt, Salten og Ranen. Kap. Om Dannelsen af de i vore regional-metamorfoserede siluriske (og cambriske?) Skifere hjemmehørende Kisforekomster, med typus Langvand—Røros—Foldal—Varaldsøen—Vigsnes. N. G. U. N:o I.
1893. —, Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivmagmata. II. »Sulphidische« Ausscheidungen von Nickel-Sulphiderzen etc. Zeitschr. f. prakt. Geol. Bd. I.
1894. Wilhelm Ramsay und Victor Hackman, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I. W. Ramsay: Die Nephelinsyenitmassive. Mit geol. Kartenskisse u. Profil (Tafel II). Fennia 11, N:o 2.
1900. Hj. Sjögren, Öfversikt af Sulitelma-området geologi. Geol. Fören. Stockh. Förh. Bd. XXII. H. 5. Dasselbst die ältere Lit. zitiert.
1900. P. J. Holmquist, En geologisk profil öfver fjällområdena emellan Kvikkjokk och norska kusten. Geol. Fören. Stockh. Förh. Bd. XXII, H. 4, Pag. 262.
1905. A. P. Coleman, The Sudbury Nickel Field. Report. Bureau of Mines. Ontario, Canada.
1908. Alfred Ernest Barlow, Rapport sur l'origine, les relations et la composition géologiques des gisements de nickel et de cuivre de la region minière de Sudbury. Canada. Ministère des Mines. Div. Comm. géol. Ottawa.
1911. Alex. du Toit, Report on the Copper-Nickel Deposits of the Insizwa, Mount Ayliff, East Griqualand. Cape of Good Hope. Department of Mines. Fifteenth Ann. Rep. Geol. Comm. Cape Town.
1916. Stephen Taber, The Origin of Veins of the Asbestiform Minerals. Proc. Nat. Acad. of Sc. Vol. 2. Baltimore.
1917. M. L. Bowen, The Problem of the Anorthosites. Journ. Geol. Chicago, Vol. XXV, Number 3.
1918. W. N. Benson, The Origin of Serpentine. Amer. Journ. Sc. Vol. XLVI.
1918. C. W. Carstens, Norske Peridotiter. I. II. Norsk geol. Tidsskrift. Bind V. H. 1.
1921. East Carelia and Kola Lapmark described by Finnish Scientists and Philologists. Edited by Theodor Homén. Fennia 42, N:o 3.
1922. Thorolf Vogt, Bidrag til fjeldkjedens stratigrafi og tektonik. Geol. Fören. Stockh. Förh. Bd. XLIV, H. 6—7.
1922. A. L. Rosenlund, Fæø Grube. Norges geol. Undersök. Årbok for 1920 og 1921.
1922. Hudson, Geology of the Guyamaca Region of California with special Reference to the Origin of the Nickeliferous Pyrrhotites. Univ. of California. Publ. Vol. 13.
1923. J. H. L. Vogt, On the Content of Nickel in Igneous Rocks. Econ. Geology. Vol. XVIII. N:o 4.
1924. Percy A. Wagner, On Magmatic Nickel Deposits of the Bushveld Complex in the Rustenburg District, Transvaal. Geol. Survey. Mem. 21. Pretoria.
1924. F. R. Tegengren m. fl., Sveriges ädlare malmer och bergverk. Sveriges geol. undersök. Ser. Ca. N:o 17. Avhandl. och uppsatser.
1925. Helge G. Backlund, Försök till en magmatektonisk analys av Västerbottens fjällbyggnad. Geol. Fören. Stockh. Förh. Bd. XLVII, H. 2.

DIE PRÄQUARTÄRE GEOLOGIE.

ORIENTIERENDE ÜBERSICHT.

Das sog. Petsamo-Gebiet (lappisch: Bääzäm, russ: Pétjenga) umfasst einen Sektor der arktischen Entwässerungsfläche des fennoskandischen Schildes. Im Süden reicht es bis an die Maanselkä-Wasserscheide, gegen Norden erstreckt es sich bis an den ausgeprägten Bruchrand des Varanger Fjords. Ausserdem gehört zum Gebiet ein schmaler Streifen der Westküste der Fischerhalbinsel. Die Fläche des Petsamo-Gebietes beträgt rund 10.250 km².

Die Naturverhältnisse und die quartärgeologischen Züge des in Frage kommenden Gebietes sind an anderer Stelle vom Verfasser kurz skizziert worden ¹. Diesmal wollen wir uns gleich den präquartären geologischen Bildungen zuwenden.

Die geologische Struktur des Petsamo-Gebietes zerfällt im grossen und ganzen in zwei Teile: einerseits haben wir die aus kristallinen, grösstenteils alten, metamorphen Gesteinen aufgebaute Abdachungsfläche von Maanselkä (Saariselkä) bis an den erwähnten Bruchrand der Küste. Zweitens haben wir die aus jüngeren klastischen Sedimenten bestehende Fischerhalbinsel, wovon, wie gesagt, nur ein ganz geringer Teil zu Finnland gehört. Die Sedimente der Fischerhalbinsel sind schon genügend von W. Ramsay ² und von v. Fieandt ³ untersucht worden und werden unten deswegen nur allgemein charakterisiert. Von dem Urgebirgsterrain kennt der Verfasser hauptsächlich nur den nördlichen Teil und innerhalb dieses nur gewisse Formationen etwas eingehender. Unter allen Bildungen, die in der systematischen Übersicht angeführt werden, sind also einige mehr, andere weniger gut bekannt.

¹ H. Hausen, Quartärgeologische Beobachtungen im nördlichen Teil des Petsamo-Gebietes (Finnländische Eismeerküste). *Fennia* 45, N:o 7. 1925.

² W. Ramsay, Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola. II. Die Sandsteinformation (Fischerhalbinsel u. Kildin). *Fennia* 15, N:o 4. 1897—99.

³ Alvar von Fieandt, Fiskarhalföns och ön Kildins geologi. *Fennia* 32, N:o 7. 1913.

Der bei weitem grösste Teil der Urgebirgsfläche gehört dem Urgneiss-Granitterritorium an, das sich über beinahe ganz Sydvaranger, Finnisch Lappland und Russisch Lappland (Kola Halbinsel) erstreckt. Nach allen bisher gemachten Untersuchungen besitzt dieses Territorium ein äusserst einförmiges Gepräge. An der Zusammensetzung nehmen hauptsächlich Gneisse, Gneissgranite, »Granulite« und Hornblendeschiefer Teil, die alle in verschiedener Art von jüngeren Graniten durchdrungen sind. Die Streichrichtungen sind innerhalb Petsamo sehr wechselnd, besonders in der Pasvikgegend. Nur an der Küste und weiter östlich an der russischen Murmanküste ist eine NW:liche Hauptorientierung auffallend. Grössere selbständige Granitareale kommen in Petsamo vor, sowie in Enare und in Sydvaranger.

Immitten dieses hochmetamorphen, granitdurchdrungenen Terrains liegt ein »Grünstein«-Massiv von deutlich postarchaischem Charakter. Innerhalb Petsamo erfüllt es den grössten Raum zwischen den Parallelen $69^{\circ} 10'$ und $69^{\circ} 30'$, erstreckt sich aber auch auf die norwegische und russische Seite hinüber, unbekannt wie weit. In dem erwähnten Massiv treten verschiedenartige, meistens feinkörnige Diabasgesteine auf, sowie in beschränkterem Umfang, ultrabasische Gesteine, nebst Serpentin.

Dass dieses Massiv jünger ist als die Umgebung, sieht man nicht nur an den überschneidenden Kontaktlinien und den Apophysen, die es aussendet, sondern auch daraus, dass solche Apophysen ebenfalls ein Konglomerat durchsetzen, das aus Geröllen der umgebenden Urgesteine besteht (Næverskrug).

Im Grünsteinmassiv befinden sich Zonen von sedimentären Gesteinen, Quarziten, Konglomeraten, Dolomiten und Tonschiefern, die ungefähr konform mit der nördlichen, nordwärts gebogenen Kontaktlinie verlaufen. Deren geologisches Alter ist unbestimmt, weil sie ohne jeden Zusammenhang mit der Umgebung auftreten. Vermutlich sind sie mit der Fischerhalbinsel-Sedimentformation (teilweise?) gleichaltrig.

Auch eine Zone von Hälleflinta liegt in dem Massiv eingeschlossen. Ein solches Gestein kennt man aus der Umgebung nicht.

Die Sedimente der Fischerhalbinsel sollen wiederum der Finnmark-Formation, die die Varangerhalbinsel aufbaut, entsprechen.

Die zahlreichen Trappgänge an der Küste stehen zum Grünsteinmassiv in keinem nachweisbaren Verhältnis. Sie sind vermutlich verschiedenen Alters. Während einige schon amphibolitisiert sind, haben andere eine ganz frische ophitische Struktur und führen Pyroxen. Solche Gänge durchsetzen u. a. die Sedimente der Fischerhalbinsel.

Noch jünger als die Trappgänge sind die Erz-Spaltengänge an der Urgebirgsküste zwischen Basarnaja Guba und Naschiwotschnyi Nawolok. Sie stehen vermutlich mit der tertiären Verwerfungstektonik in Verbindung.

Sämtliche obengenannte Formationen werden von einer Denudationsebene abgeschnitten, die wohl während der Zeit seit der alpinen Orogenese herausgebildet wurde und durch die quartäre Vereisung ihr letztes Gepräge erhalten hat.

A. DAS URGEBIRGE DER KÜSTENGEEND.

a. Die Gneisse und Gneissgranite.

Über die geologischen Verhältnisse der Küstengestade (Sydvaranger und die früher sog. »westliche Murmanküste«, d. h. die Petsamo Urgebirgsküste) liegen von früher her nur spärliche Beobachtungen vor. Sie beziehen sich hauptsächlich auf die Gegend zwischen Petsamo Fjord und Basarnaja Guba, wo u. a. Hall, Tegengren und zuletzt Talvia einige Zeit gewilt haben, sowie auf das Sydvaranger Erzfeld mit näherer Umgebung. Aus den Schriften von Dahll (1891), Reusch (1891), Vogt (1910), Geijer (1911) und Marstrander (1918) sind allerlei Daten von norwegischer Seite zu entnehmen, am meisten bei Geijer, der den Versuch gemacht hat, eine geologische Übersicht des Erzfeldes vorzulegen. Ferner machte Talvia (1921) einige neue Beobachtungen auf der linken Seite des Pasvik Flusses.

Die ergänzenden Beobachtungen, die der Verfasser in diesem Gebiet zu machen Gelegenheit gehabt hat, sind leider sehr mangelhaft. Sie beschränken sich auf die Umgebung des Petsamo Fjords, auf die Tundren in der Gegend von Vuoremi (Jakobselv), von Maa-järvi, sowie auf den unteren Teil des Pasvik-Stromsystems. Ebenso hat der Verfasser einige Exkursionen im Sydvaranger Erzfeld gemacht. Seine Absicht ein vollständigeres Studium des Erzfeldes und dessen Relationen zur Umgebung (im Spätherbst 1922) durchzuführen, wurde leider durch Krankheit verhindert.

Die, wie es scheint, bei weitem dominierenden schiefrigen Gesteinskomponenten der Küstengegend sind ein dunkler Glimmergneiss und ein grauer Gneissgranit. Der erstere ist oft von einem weisslichen Pegmatit durchhärtet (Adergneiss) und sehr reich an Granaten. Der Gneissgranit wiederum ist stark von rotem aplitischem Granit durchdrungen, wodurch wahre Migmatite entstehen können. Weite Areale bestehen nur aus diesem Mischgestein. Grössere oder kleinere Parteen von

Metabasiten und Hornblendeschiefeln werden auch von den Graniten durchdrungen.

v. Fieandt hat den Gneissgranit von Maattivuono näher studiert.¹ Er ist hier klein- bis feinkörnig und stark geschiefert. Im Handstück tritt ein lachsroter Feldspath hervor. Auf den Schieferungsflächen sieht man kleine Schüppchen von neugebildetem Muskovit und Biotit. Dieses Gestein bildet bekanntlich die unmittelbare Unterlage der Fischerhalbinselformation.

Mikroskopisch erweist sich der Gneissgranit als ein granitisches Gestein, indem Plagioklas, Mikroklin und Quarz die Hauptgemeng-



Fig. 1. Grauer Gneissgranit, Elvenes, Pasvik. Dunkle Streifen: Biotit. Ung. $\frac{1}{2}$ der nat. Grösse. Samml. J. J. Sederholm.

teile bilden. Biotit und Muskovit kommen spärlich vor. Akzessorisch sind Magnetit und Zirkon vorhanden. Die Struktur des Gesteins ist eine typische Mörtelstruktur, woraus geschlossen werden kann, dass die Paralleltexur ihrerseits das Resultat dynamischer Umformung ist, d. h. das primäre Gestein war ein massiger Granit.

Das weite Gebiet östlich des Petsamo Tals bis an die russische Grenze scheint aus demselben Gestein (nebst Migmatit) in der Hauptsache zu bestehen, nach Süden zu vom Grünsteinkontakt begrenzt. Ein Belegstück aus diesem Terrain d. h. aus der Gegend gleich östlich vom Uralitdiabasmassiv Trifononpahta oder Spassitelnaja Gora ist ein Muskovit-Gneissgranit. Mikroskopisch zeigt es sowohl Plagioklas wie Alkalifeldspath nebst Quarz und Muskovit. Der Quarz ist stark zerdrückt mit undulöser Auslöschung und lappigen

¹ A. v. Fieandt, Fiskarhalföns och ön Kildins geologi. Pag. 19.

Umrissen. Die Feldspäthe sind etwas verwittert und kommen in grösseren Individuen als der Quarz vor. Offenbar liegt hier, ebenso wie im vorigen Falle, ein dynamometamorpher Granit (Muskovitgranit) vor.

Dieses Gestein ist jünger als der genannte Uralitdiabas von Trifononpahta.

Weiter scheint Gneissgranit nach den Mittheilungen von Reusch¹ sehr allgemein in den Küstenbergen vorzukommen, die den Jarfjord umgeben. Dasselbe Gestein ist auch vorherrschend im inneren Küstengebirge am Bökfjord und weiter südwärts den Pasvik Fluss stromaufwärts und dem Langfjord entlang.

Der Gneissgranit der Umgegend von Kirkenes ist stark von Granit durchhäutert, der theils aplitisch, theils pegmatitisch ausgebildet ist. Geijer² hat das graue, schiefrige Gestein aus der Nähe von Kirkenes studiert. Der Feldspath ist ein frischer Oligoklas mit ein wenig Mikroklin. Daneben kommt Quarz vor, und die Zusammensetzung entspricht der eines Granites. Die Paralleltexur ist verschieden deutlich ausgeprägt. Als akzessorische Bestandteile treten auf: Apatit, Zirkon, Titanit und Ortit.

Am unteren Pasvik sowie etwas an den Seiten ist der Gneissgranit stark von jüngerem Granit durchsetzt. Die Hauptstreichrichtung ist, trotz vieler Unregelmässigkeiten im Einzelnen ziemlich konstant NW, nicht nur hier, sondern auch weiter draussen an der Küste.

Folgt man dem Pasvik Stromsystem aufwärts, hat man Gneissgranit wieder in dem sog. Savirannanvaara, SE vom Salmijärvi See (Petsamo Seite). Grünsteine grenzen hier nahe im Osten an.

Weiter nach oben tritt Gneissgranit in den Stromschnellen von Maitokoski (Melkefossen) wieder hervor. Es liegt hier ein Biotitgneissgranit mit wechselndem Gehalt an Glimmer, vor.

Der Glimmergneiss an der Küste tritt, wie es scheint, mehr untergeordnet auf.³ Charakteristisch ist seine viel dunklere Farbe, bedingt durch den Biotit und den dunkelgrauen Feldspath. Auch die Quarzkörner sind dunkel. Sehr oft ist das Gestein granatführend. In den Küstengebirgen, wo die jungen Erzgänge vorkommen, ist der Gneiss von einem weisslichen, grobkörnigen Granitpegmatit

¹ H. Reusch, Iakttagelser fra en reise i Finmarken 1890. Kr:a 1891. Pag. 47 u. f. »Sydvaranger».

² P. Geijer, Contributions to the Geology of the Sydvaranger Iron Ore Deposits. Pag. 320.

³ Nach den kurzen Beschreibungen von H. Reusch zu urtheilen scheint dieses Gestein ebenfalls in der Umgebung vom Jarfjord spärlich vorzukommen.

durchädert. Er ist dabei auch bis aufs äusserste gefaltet (ptygmatische Faltung), und das Streichen weicht mehrfach von der üblichen NW:lichen Hauptorientierung ab. Besonders intensive Zerknetungen findet man in den Berghügeln zwischen Trifonniemi und Liinahamari. Hier ist die Injektion von Granitpegmatit ebenfalls reichlich entwickelt.

An der Landstrasse von Trifonniemi nach Parkino sieht man grössere erratische Blöcke aus einem grauen Gneiss, der so reichlich granatführend ist, dass er eine rötlichviolette Farbe aufweist. Das Gestein muss irgendwo in der Nähe anstehen.

b. Alte Metabasite (Metadiabas u. a.).

Abgesehen von den weit verbreiteten alten Amphiboliten und Amphibolitschiefern, die im Süden des Grünsteinmassivs auftreten, und die näher unten behandelt werden, hat man hie und da im Urgebirgsterrain kleinere Massive von Metabasiten, die sich als älter als die umgebenden Granite erweisen. Teils sind sie völlig amphibolitisiert, teils kann man noch die primäre Ophitstruktur deutlich wahrnehmen. Ob die älteren von den im Südvaranger-Erzfeld auftretenden Metabasitgängen diesen alten Massiven entsprechen, ist noch nicht festgestellt worden. In der Landoberfläche an der Küste spielen die Metabasitmassive eine unbedeutende Rolle, indem granitische- und Mischgesteine bei weitem vorherrschen.

Der topographisch sehr hervortretende Berg Spassitelnaja Gora oder Trifononpahta im Petsamo-Tal, gleich gegenüber dem Oberen Kloster, besteht hauptsächlich aus einem makroskopisch mittelkörnigen, grünlichgrauschwarzen Gestein, einem *Uralitdiabas*, von grossen Diaklasen durchsetzt. Die senkrechten Spalten haben riesige, vertikale Kluftwände geschaffen, besonders an der Süd- und Westseite.

Die Kontaktverhältnisse zu den umgebenden Gesteinen zeigen, dass der Uralitdiabas älter ist als der azide, etwas schlierige Granit der umgebenden Bergabdachungen. Obwohl das Gestein meistens massig ausgebildet ist, trifft man jedoch an der Nordseite von Spassitelnaja Gora eine Zone stark geschieferten Gesteins (Chloritschiefer).

Mikroskopisch erweist sich das massige Gestein als strukturell wenig verändert¹. Die ophitisch angeordneten Plagioklasleistchen bestehen aus Labrador (An₆₀). Die Zwischenklemmungsmasse, welche anfangs wohl hauptsächlich aus Pyroxen zusammengesetzt war, ist jetzt vollständig uralitisiert, im Gegensatz zu den Plagioklasleistchen, die ziemlich wenig verwittert sind. Es ist deshalb

¹ Siehe Mikrophoto. Fig. 4, Tafel I.

nicht möglich den Charakter des Pyroxens zu bestimmen. Apatit-säulichen treten akzessorisch auf.

Vergleicht man die Umwandlung dieses Diabases mit der der Grünsteine in den Petsamon Tunturit, fällt sofort ein grosser Unterschied auf: im ersteren Fall hat man eine Pseudomorphosen-Umwandlung des Pyroxens in Uralit, im letzteren aber eine die ganze Gesteinsmasse umfassende Verwitterung, wodurch sowohl Primärstruktur wie ursprüngliche mineralogische Zusammensetzung verloren gegangen sind. Es ist dies ein um so bemerkenswerterer Umstand, als die Tundra-Grünsteine geologisch bedeutend jünger sind.

Alle anderen dem Verfasser bekannten Vorkommen von alten Metabasiten weisen metamorphe Strukturen auf, die durch Umkristallisation entstanden sind (blastokristalline), wie z. B. in einem Massiv in der Nähe der Quellen des Vuoreinjoki (Jakobselv) unweit der norwegischen Grenze. Hier liegt der Metabasit in einem Granit eingeschlossen und zeigt eine ziemlich grobkörnige amphibolitische Zusammensetzung. Der umgebende Granit ist hellgrau und oft mit »Flecken« versehen (siehe unten).

An der Küste treten vielfach amphibolitische Gesteinspartieen im Gneissterrain auf, die älter als der dortige Intrusionsgranit zu sein scheinen. Ausserdem hat man, wie erwähnt, die durchschneidenden, postgranitischen Trappgänge verschiedenen Alters, deren ophitische Struktur, so weit ich gesehen habe, noch erhalten ist.

c. Die Magneteisenerzführende Formation von Sydvaranger.

Obwohl die in Frage stehende Formation nur mit ihren äussersten Ausläufern, die ausserdem erzfrei sind, auf die finnländische Seite des Pasviks hinübertritt, scheint es doch zweckmässig, diese Formation hier als Ganzes zu behandeln. Denn ihre näheren geologischen Verhältnisse sind von grosser Bedeutung für das Verständnis des Gebirgsbaues dieser Gegenden überhaupt.

Mitten in dem oben geschilderten einförmigen Küstenterrain von granitdurchdrungenen Gneissen, Gneissgraniten und Schiefeln streicht die Eisenerzformation von Sydvaranger dahin. Eine früher von Vogt¹ vorgebrachte Anschauung, dass die Erzlager als »Schlieren« eruptiven Ursprungs aufzufassen seien, ist, wie bekannt, von Geijer² widerlegt worden. Dieser meint, die schön gebänderten Erzlager

¹ J. H. L. Vogt, Norges jernmalforekomster. N. G. U. N:o 51. Pag. 38. Jernmalforekomster i det nordlige Norge. Sydvaranger.

² P. Geijer, Contributions to the Geology of the Sydvaranger Iron Ore Deposits. Pag. 336. The nature of the ore bearing formation.

könnten gut als Sedimente betrachtet werden. Zu demselben Standpunkt sind auch der Verfasser (1922) und später Sederholm (1924) gekommen, nachdem wir echte sedimentäre Bildungen im engsten Zusammenhang mit den Erzlagern entdeckt haben, wie unten näher dargelegt werden soll.

Die Eisenerz-führende Formation setzt sich aus zwei oder streng genommen drei Gesteinskomplexen zusammen: Erstens haben wir die Eisenerzlager selbst, regelmässig quarzgebänderter Magnetit-Hornblendeschiefer, wobei das Mengenverhältnis Magnetit: Hornblende wechselt. Zweitens sind zu erwähnen die klein-bis feinkörnigen

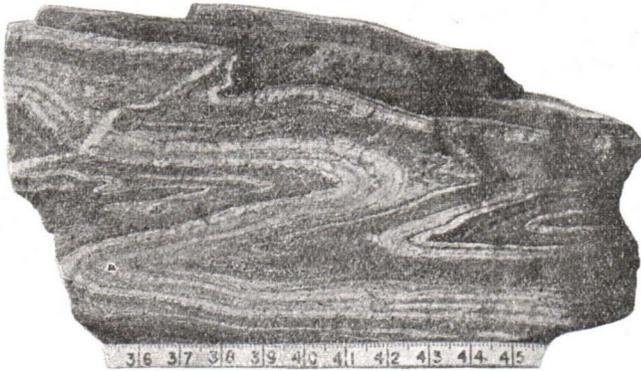


Fig. 2. Stück des gekräuselten Sydvaranger Band-Magnetiterzes. Die hellen Streifen sind Quarz. Die schwarzen Bänder oben und rechts sind Amphibolit. Das übrige ist Magnetit. W. Schenkel des Björnevand-Erzes. Samml. J. J. Sederholm.

Gneisse, eig. Leptite, die die Erzkörper konkordant umschliessen. Dazu gehört ausserdem ein stark gepresstes Konglomerat auf der Westseite des Erzfeldes, das mit letzterem offenbar, wenn nicht stratigraphisch, so doch jedenfalls tektonisch zusammengehört. Schliesslich haben wir die zahlreichen Gänge von basischen Gesteinen, die alle jünger wie die Faltung sind, aber doch verschiedenes Alter haben. Sie stehen mit der Erzformation in keinerlei Zusammenhang.

Die Struktur der gebänderten Erze ist schon durch Vogts und Geijers Beschreibungen hinreichend bekannt. Zwei Umstände fesseln insbesondere die Aufmerksamkeit des Beobachters: dass die Erzformation im Gegensatz zu den umgebenden Gesteinen schön gebändert ist, und zweitens, dass die Granitisation innerhalb des Erzkörpers sehr gering ist; ja, Granitgänge fehlen oft ganz. Ein mit den umgebenden Urgesteinen gemeinsamer Zug ist dagegen die gewaltige

Zusammenpressung und hochgradige Regionalmetamorphose. Zerknetungen in den Erzlagern sind gleich wie in den Migmatiterrains vorhanden (siehe Fig. 2 sowie die Abbildungen 4 u. 5 bei Geijer, l. c.).

Die Erzformation streicht NW bis NNW. Die grösste Länge der erzführenden Zone ist 12 km. Innerhalb dieser Zone ist aber die Erzverteilung sehr unregelmässig (siehe die Karte bei Vogt, loc. cit.). Das Fallen der Erzlager ist meistens 60° — 70° ENE. Wo die Erzformation sich dem Töllevinjärvi (Pasvik) nähert, dreht sich die Streichrichtung der Gesteine mehr nach E, und das Erz keilt gleichzeitig in unbedeutenden Streifen aus. Die grösste Anschwellung liegt bekanntlich im N von Björnevand, also am Nordende der Zone, wo ein V-förmiger Erzkörper mit der Spitze gegen N gerichtet, auftritt.¹ Nur dieses Vorkommen wird zur Zeit abgebaut (Tagebau in

Wenn man die grosse Karte, die im Besitz der A/G Sydvaranger (Björnevand) ist, betrachtet, kann man dem Eindruck nicht entgehen, dass das Erzfeld zwei sich kreuzende Falten-systeme aufweist. Die älteren Faltenachsen laufen N—S bis NNW—SSE, die jüngeren NW—SE bis W—E. Man könnte vermuten dass diese jüngere Orientierung das Resultat einer disjunktiven Bewegung sei. Es könnte die Möglichkeit vorliegen, dass gerade die jüngeren Bewegungen die intensive Kleinfaltung hervorgerufen haben, die in der gebänderten Erzmasse auftritt.

Die Gesteinsglieder, die die Erzkörper umschliessen, sind nach Geijer² hauptsächlich Leptite. Diese sind gegen die Erzmassen immer scharf abgegrenzt: oft wird die Grenzfläche durch einen Chloritpanzer markiert. Solchen Flächen folgt auch der Abbau. Die Erze streichen nämlich diesen Flächen parallel.

Der Leptit im Hangenden des Björnevand-Erzes ist nach Geijer ein Schiefer, der ung. 50 % Quarz enthält, während die übrigen Bestandteile Oligoklas, mit etwas Muskovit und Epidot sind. Kleinere Biotitblätter heben die Schieferung hervor. Ein anderer Leptit gleich westlich von der Spitze des grossen V-Körpers ist hellgrau und ähnelt ganz den schwedischen Leptiten. Die mikroskopische Pflaster- (blastokristalline) Struktur setzt sich hauptsächlich aus Mikroklin und Quarz zusammen, in einem quantitativen Verhältnis, das dem eines mittelsauren Granits entspricht. Andere Mineralien sind Biotit, Muskovit etwas Plagioklas und Titanit.

¹ Dieser Keil stellt wohl eine schräg abgeschnittene Synklinale dar, d. h. die Synkinalachse hebt sich gegen Norden. In der Tat verschwindet auch das Erz gegen N beinahe vollständig. Die Denudation hat hier die Unterlage der Erzformation angeschnitten.

² P. Geijer, Geology of the Sydvaranger Iron Ore Deposits. Pag. 321.

Etwas westlicher von dem eben beschriebenen Gestein tritt ein anderer Leptit auf, der eine mehr azide Zusammensetzung zeigt (quarzreicher Glimmerschiefer).

Nebenbei kommen auch basischere Leptite vor. Geijer (l. c.) hat solche innerhalb des grossen V-förmigen Erzkörpers nachgewiesen, die aus Quarz, Oligoklas und Hornblende (oder statt dessen Chlorit) bestehen. Auch andere Typen kommen vor.

Während die Leptite wohl hauptsächlich ihrer Zusammensetzung nach sauren, suprakrustal erstarrten Magmen oder deren Tuffen entsprechen, hat man innerhalb des Erzfeldes ebenfalls echte Sedimente. So trifft man auf der Innenseite des grossen Erzschenkels, N von Björnevand, einen grauweissen Quarzit, der im Osten mit dem Erz wechsellagert.

Wie Geijer hervorhebt, ist die Erzformation eine suprakrustale Serie, teils sedimentogener Natur. Das umschliessende Urgebirge hat aber ein mehr abyssisches Gepräge, das sich vor allen Dingen in der intensiven Granitinjektion kundgibt. Man könnte deswegen vermuten, dass die Erzformation aus höheren Niveaus eingefaltet worden ist. In der Tat ist das Björnevanderz, wie gezeigt, ein Teil einer Synklinale.

Dieselbe Art von Erzvorkommen findet man nach Vogt¹ bei Bugönes sowie in der Umgebung des Latnæringen, bei Nyelven und Reppenelven, alle in Sydvaranger gelegen. Sie sind aber viel unbedeutender als das Sydvaranger Erzvorkommen.

Auch in dem Urgebirgsterrain an der russischen Küste ostwärts von Petsamo hat man geologisch gleichwertige Vorkommen, nach einer allerdings sehr kurzen Mitteilung von Polkanoff (1925) zu urteilen. Nach seiner Meinung streicht die dortige (nördlichere) Erzzone von der Gegend der Stadt Murmansk gegen NW in die Richtung der Mündung des Petsamo Fjords hin. Hier sind aber bis jetzt keine Funde gemacht worden, die eine solche Vermutung zu bestätigen geeignet wären.²

¹ J. H. L. Vogt, Norges Jernmalforekomster. Pag. 49.

² Die nördliche Eisenerz-führende Zone Murmansk—Sapadnaja Litza besteht gemäss dem erwähnten Bericht aus einem Komplex von feinkörnigen glimmerigen Quarziten, Glimmerschiefern und Glimmergneissen (Leptiten) nebst Zügen von Amphibolit- und Pyroxenitschiefern, mit welchen letzteren die Magnetitschiefer im nächsten Zusammenhang stehen. Die südlichere ähnliche Zone, die im Norden von Nuorttijaur den Tulomajok überquert, enthält hauptsächlich Amphibolit und Pyroxenitschiefer, die reichlich von Granit durchdrungen sind. Der Amphibolitschiefer ist magnetitführend. Ob hier wirkliche Erzlagerstätten vorkommen, ist noch nicht festgestellt worden. Man hat in der Nähe nur Erzgeschiebe gefunden.

Auf finnländischem Gebiet scheinen also die Eisenerzzüge völlig zu fehlen. Nur unbedeutende Spuren davon sind von Tolmatscheff (1917) im Gebiet von Boris Gleb in Form von Magnetit-führenden Schiefen gefunden worden.

d. Die Konglomeratformation des Sydvaranger Erzfeldes.

Das grösste Interesse in geologischer Beziehung beansprucht neben der Erzformation selbst das früher erwähnte, stark gepresste und umgewandelte Konglomerat, das die Westseite des Erzfeldes begleitet. Es wurde zuerst von Frosterus (1903) beobachtet, und



Fig. 3. Stark gepresstes Konglomerat mit ausgewalzten Geröllen aus Gneissgranit in einer glimmerreichen, schieferigen (chloritisierten) Zwischenmasse. SW von Björnevävd, Sydvaranger. Samml. J. J. Sederholm.

später auch von norwegischen Geologen aufgefunden. Die einzige Mitteilung in der norwegischen Literatur darüber findet man bei H. Marstrander (1918), wobei dieser hervorhebt, dass das Konglomerat das konkordante Liegende der Erzformation ausmacht. Nach Marstrander besteht das Konglomerat aus faustgrossen Geröllen aus einem »hellrötlichen, normalkörnigen sparagmitischen oder granitischen Gestein«, während die Zwischenmasse hauptsächlich aus Quarzkörnern zusammengesetzt ist. Dabei tritt auch etwas Biotit und Hornblende auf. Marstrander bezeichnet das Konglomerat als aus sauren Gesteinen hervorgegangen.

Nach dem, was der Verfasser 1922 und Sederholm 1924 gesehen haben, scheint das Konglomerat grösstenteils aus Geröllen aus aziden Graniten (Gneissgraniten) zu bestehen, mit einer Zwischenmasse

eines schiefrigen, basischen Gesteins, das reichlich Biotit (u. Chlorit) führt. Das Konglomerat ist stark ausgewalzt, die Gerölle linsenförmig gequetscht, und die schiefrige Zwischenmasse schmiegt sich plastisch den Geröllen an. Die Streichrichtung des Konglomerats ist N—S bis NNW und das Fallen mehr oder weniger steil nach E (an der Landstrasse W vom Björnevand See 45° E). Die Mächtigkeit des Konglomerats kann nicht genauer angegeben werden, scheint aber (nach Sederholm) an einer Stelle mehrere Hundert m zu erreichen.

Einzelne Gerölle bestehen aus einem feinkörnigen Hornblendeschiefer.

Das Konglomerat wird von Gängen eines weisslichen Pegmatits durchzogen, die NNW streichen und steil gestellt sind. Die Breite der Gänge ist 1 bis 2 m und die Länge mehrere Hundert m (Sederholm).

Im Liegenden des Konglomerats befindet sich Biotit- und Hornblendeschiefer, welcher erstere teilweise mit dem Konglomerat zu wechsellagern scheint.

Das hochmetamorphe Gepräge des Konglomerats und die starke dynamische Deformation des Gesteins sind Zeichen dafür, dass es, wie auch die überquerenden Pegmatitgänge beweisen, zum Urgebirge gehört, am nächsten wohl zur Erzformation, die ebenfalls starken Deformationen ausgesetzt worden ist. Die granitischen Gerölle deuten jedoch auf Zerstörung älterer granitischer Gesteine.

e. Die Küstengranite.

Jünger wie der dunkle Glimmergneiss, der Gneissgranit und die Metabasite (Hornblendeschiefer u. a.) sind die weisslichen und rötlichen Pegmatite und Granite, die den alten Komplex überall durchdrungen und oft in Migmatit umgewandelt haben. Diese äusserst intensive Granitisation ist in der Tat für das Küstengebiet bezeichnend. Die Mischgesteinsareale umfassen wohl den grössten Teil von Sydvaranger, das ganze nördliche Petsamo nördlich des Grünsteinkontaktes (ausser der Fischerhalbinsel) und die noch östlicheren Gebiete der Murmanküste, nach W. Ramsays (1897—1899) und auch nach Polkanoffs letzten Mitteilungen (1925) zu urteilen. Infolge der Injektionen sind die alten Strukturlinien der Schiefergesteine vielfach verwischt worden, indem Kleinfältelung die Oberhand gewonnen hat. Solche tektonisch ganz verworrene Gebiete trifft man u. a. in der Gegend von Liinahamari (s. oben).

Ob die weisslichen und rötlichen Pegmatitgranite gleichaltrig sind oder nicht, ist noch nicht festgestellt worden. Die ersteren bilden Adern in dem dunklen Glimmergneiss, wobei letzterer reichlich Granaten enthält. Diese Art von Injektion, die immer mit Klein-

fältelung und heftigen Verdrehungen des Streichens verbunden ist, habe ich von Peuravuono bis nach Trifono verfolgen können.

Der rote Intrusivgranit ist teils pegmatitisch ausgebildet, teils mittelkörniger Aplit. In beiden Fällen bildet er Adern in den Schiefergesteinen. Andererseits trifft man auch mehr oder weniger selbständige Massive von Aplitgranit. Mächtigere Anschwellungen von Pegmatit sind ebenfalls vorhanden, wie zwischen Näsykkjärvi und Petsamo Fjord. Während der mittelkörnige Granit meistens arm an Glimmer ist, führt der Pegmatit oft grosse divergentliegende Blätter von Biotit.

Der rote Pegmatit scheint übrigens einer späteren Phase der Injektion anzugehören, weil er als gerade Gänge die Migmatite überquert. Der Aplit kann zuweilen aber auch ähnliche Gänge bilden.

Areale von rotem gleichkörnigen Granit treten in den Grenzgehenden E und SE von Boris Gleb auf (Rautavuonontunturi und Umgebung). Ein ähnlicher Granit wird in der breiten Tundra W von Ylä Maajärvi angetroffen, hier allerdings wenig entblösst. Weiter kommt ein hellgrauer Granit im oberen Teil des Vuoremi-Tals vor, hier teilweise als **Fleckengranit** ausgebildet. Diese Flecken bestehen aus Biotit und Granat und werden von einer Zone gebleichten Gesteins umgeben. Die Flecken sind oft in einer bestimmten Richtung ausgezogen, wobei das Gestein ein fluidales Aussehen bekommt. Grössere Partien von Amphibolit liegen auch in demselben Gestein eingeschlossen. Wie dieser azide, hellfarbige Granit sich zu dem Pegmatit von Näsykkä—Petsamo Fjord verhält, ist nicht klar.

Ein Dünnschliff aus einem anderen hellfarbigen Granit zeigt u. d. M. ein ungleichmässiges (kataklastisches) Korn von allotriomorphem Feldspath und wenig Quarzindividuen. Der Feldspath ist ein kryptoperthitischer Kalifeldspath. Kleinere Fetzen von Biotit sowie noch feinere von Serizit nebst Apatitkörnern kommen auch vor.

In der Nähe von Trifononjärvi hat man ausgedehnte Areale von einem roten, aplitisch aussehenden, ziemlich grobkörnig struierten Granit, den südwärts in dem erwähnten Pegmatitgranit offenbar übergeht. Es ist dies wohl der typische Intrusivgranit der Küstengegend bis weit nach Sydvaranger hinein. Derselbe Granit tritt wie gesagt, in dem Massiv von Rautavuonontunturi an dem inneren Ende von Jarfjord auf.

Schon im Handstück sind femische Mineralien kaum zu sehen. U. d. M. erweisen sich die Hauptkomponenten als Kalifeldspath (Mikroklin) sowie ein Natronplagioklas. Daneben tritt Quarz auf. Akzessorisch findet man Kaliglimmer, Apatit und einen chloritisierten Biotit. Der Plagioklas ist nach der Auslöschungsschiefe in Schnitten (010) zu urteilen ein Oligoklas. Myrmekitische Verwachsungen zwischen diesem Feldspath und Quarz sind vorhanden.

Die Struktur des Gesteins scheint ganz unregelmässig zu sein, mit lappigen Umrissen der einzelnen Mineralkörner. Das Gestein ist offenbar granuliert, wie die zerbrochenen und undulös auslöschenden Quarzkörner zeigen.

Von diesem Granit von Trifono wurde eine Analyse von A. Ziliacus ausgeführt, die die folgende Zusammensetzung zeigt:

		Mol. zahl	Norm	
SiO ₂	72.71 %	1 212	Q	24.3 %
TiO ₂	0.00 »	—	Or	28.9 »
Al ₂ O ₃	15.26 »	149	Ab	39.8 »
Fe ₂ O ₃	0.32 »	002	An	5.0 »
FeO	0.29 »	004	C	0.3 »
MgO	0.07 »	002		
CaO	1.17 »	021		
MnO	0.00 »	—	Hy	0.4 %
Na ₂ O	4.75 »	076	Mt	0.4 »
K ₂ O	4.97 »	052	Ap	0.3 »
P ₂ O ₅	0.16 »			
H ₂ O	0.47 »	001		
Glühverl	—			
	<u>Summe</u> 100.17 %			
			Σ Sal. =	98.3 %
			Σ Fem. =	1.1 %

Klasse I:	Ordnung 4:	Rang 2:	Subrang 3:
$\frac{\text{Sal}}{\text{Fem}} = \frac{98}{1} > \frac{7}{1}$	$\frac{\text{Q}}{\text{F}} = \frac{24.3}{73.7} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{CaO}} = \frac{128}{21} < \frac{7}{1} > \frac{5}{3}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}} = \frac{52}{76} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$
<i>Persalan</i>	<i>Britannar</i>	<i>Toscana</i> Domalkalisch	<i>Toscana</i> Sodipotassisch

Geijer¹ hat Aplitgänge von Sydvaranger näher untersucht. Einer von diesen durchschneidet einen Adergneiss des Erzfeldes. Er besteht aus Mikroklin, ziemlich viel albitischem Plagioklas (Oligoklas-Albit), Quarz und etwas Muskovit. Die Primärstruktur ist ganz zerstört (Mörtelstruktur). Andere Gänge derselben Gegend zeigen eine ähnliche Zusammensetzung mit Epidot (Orthit) und Zirkon als akzessorische Bestandteile.

Aplit kommt ferner in der Gegend von Svanvik (Salmijärvi) vor, wo er aber mit Pegmatit derart vermischt ist, dass sie beide als gleichwertige Fazies angesehen werden können.

¹ P. Geijer, Sydvaranger Iron Ore Deposits. Pag. 321.

Über die geologische Stellung der roten Küstengranite kann man vorläufig nicht mehr sagen, als dass sie älter sind wie die Grünsteine der Petsamon Tunturit und auch älter als das Næverskrugkonglomerat (siehe unten!). Sie sind also jedenfalls »Urgebirgsgranite«.

Ähnliche azide Intrusivgranite kommen auch westlicher im norwegischen Finnmarken vor, wie Holtedahl¹ berichtet. Sehr typisch ist bei Karlbotn und weiter westlich ein schöner, roter, oft grobkörniger Granit, meistens sehr arm an femischen Bestandteilen. Daneben kommt auch ein normaler, grauer Biotitgranit vor. Der erstgenannte Typ gehört wohl zum aziden granitischen Magma der Petsamoküste. In Puolmak hat Jernström² ebenfalls einen wahrscheinlich mit den vorigen verwandten roten, glimmerarmen Granit gesehen.

B. DIE ENARE (INARI)—LUTTO VON GRANIT DURCHDRUNGENE GNEISS-GRANULIT-HORNBLENDESCHIEFERFORMATION.

Das oben beschriebene Küstengebiet mit seinen stark von Granit durchdrungenen Schiefergesteinen wird von dem grossen südlichen Urgebirgsterritorium durch das Grünsteinmassiv der Petsamon Tunturit getrennt. Obwohl die Streichrichtungen der Schiefer in den beiden Gebieten ziemlich verschieden sind, gehören sie im grossen und ganzen genommen wohl derselben Formation an. Westlich vom Pasvik Fluss, also ausserhalb Petsamo, wohin die Grünsteine nicht mehr reichen, vereinigen sich auch die beiden Strukturgebiete. Es liegt hier ein Teil des grossen nordfinnischen—Finnmark-Kola-Lappmark—Urgebirgsterritoriums vor, wo überall Tiefengesteine zu Tage treten.

Über die Zusammensetzung des Urgebirges im südlichen Teil von Petsamo weiss man allerdings nur wenig. Der Verfasser hat die dortigen Gesteine in den südlicheren Tundren am Pasvik etwas zu studieren Gelegenheit gehabt, sowie im norwegischen »Keil« zwischen Pasvik und der Enare-Reichsgrenze. Vom Oberlauf des Pasviks sind einige Beobachtungen von Frosterus (1903) zu erwähnen, und von Nautsjok—Luttojok diejenigen von Tanner³. Südlich vom

¹ O. Holtedahl, Bidrag til Finnmarkens geologi. N. G. U. N:o 84. Pag. 148.

² A. M. Jernström, Material till finska Lappmarkens geologi. I. Enare och Utsjoki lappmarker. Bidr. till känd. af Finlands natur och folk. Utg. af Finska Vetenskapssocieteten. Bd. 21. 1874. Pag. 35 und die geol. Karte.

³ V. Tanner, Nautsjok—Karnijok—Luttojok—Nuorttijärvi. Fennia 33. N:o 2. 1913.

Luttojok kennt man die Gesteinszusammensetzung überhaupt nicht, wenn man von den Beobachtungen Lindéns¹ absieht, die sich auf seinen Reiseweg von der finnischen Grenze den Nuorttijoki entlang stromabwärts beziehen. Andererseits kennt man durch Soikeros (1903) Untersuchungen die Gegenden südlich der »norwegischen Zunge«, sowie durch Tanners (1904) den östlichen Teil von Enare, westlich vom genannten Zwischengebiet. Dieses ganze Gesteinsmaterial harrt jedenfalls noch einer näheren Bearbeitung.

Südwärts von dem Grünsteinmassiv ist die Verteilung der Schiefergesteine innerhalb Petsamo die folgende: Nahe an der Kontaktlinie trifft man granatführende Quarzitglimmerschiefer, dann folgt ein mächtiger Komplex von Amphiboliten, teils stark geschiefert, teils mehr massig, oft granatführend. Weiter südwärts treten mehr granitinjizierte Gneissgesteine auf.

In ihren näheren geologischen Beziehungen noch nicht ganz aufgeklärt ist der sedimentäre Schieferkomplex, der unger. parallel zu den Amphibolitschiefern von Osten her durch Taljantunturi nach Pitkäjärvi streicht, hier aber eine plötzliche Umbiegung nach N macht, wie aus der Streichrichtung bei Vetokoski (norwegische Seite) zu sehen ist. Der gewöhnliche Typ ist ein ausgeprägter Quarzitglimmerschiefer, und die Schieferungsebenen sind mit Granaten reichlich versehen. Auch Zweiglimmerschiefer ist vorhanden (Taljantunturi).

Daneben kommt auch ein Amphibolitschiefer vor, der teilweise mit dem Quarzitglimmerschiefer zu wechsellagern scheint. Er ist ebenfalls reichlich granatführend. Auf norwegischer Seite findet man ausserdem weiter westlich (unterhalb Tschornoaive) einen buckligen, glänzenden Glimmerschiefer. Er wird im Westen von Amphibolitschiefern begrenzt, die hier die Grenzgebirge gegen Enare aufbauen und offenbar identisch sind mit den Amphibolitschiefern der Tundren am mittleren Pasvik.

Die Streichrichtungen aller dieser Gesteine sind auf der geologischen Karte angedeutet. Über die Tektonik habe ich leider keine nähere Auffassung bekommen können.

Es genügt, an dieser Stelle hervorzuheben, dass südlich vom Grünsteinmassiv ein Zug von sedimentären Schiefen auftritt, die von Granit nicht besonders reichlich durchdrungen zu sein scheinen.

Ein Dünnschliff aus dem Gebirge Taljantunturi zeigt u. d. M. eine primäre Schichtung, die durch Lagen von Quarzkörnern einerseits und von Glimmerblättchen mit eingemengten Feldspathkörnern

¹ John Lindén, Beiträge zur Kenntniss des westlichen Theiles des russischen Lapplands. Fennia 9, N:o 6. 1894.

anderseits hervorgerufen wird. Die Glimmerblättchen, die teils aus Biotit teils aus Muskovit bestehen, liegen wohl subparallel, aber s c h r ä g z u r S c h i c h t u n g. Im Handstück sieht man wohl keine sekundäre Schieferung, diese kann aber durch Umkristallisation ausgeheilt worden sein, wie die granoblastische Struktur der Quarzschichten andeutet. Nur die erwähnte Schrägstellung der Glimmerblätter im Verhältnis zur Schichtung ist als ein Überbleibsel dieser sekundären Schieferstruktur anzusehen.

Andere Quarzitglimmerschiefer sind heller, mit mehr Muskovit. Sie führen dabei auch grössere, rötliche Granate, wie bei Vetokoski. Schliesslich haben wir die echten Glimmerschiefer weiter westlich in der »norwegischen Zunge».

Wie kurz erwähnt worden ist, werden die südlicheren Tundren der Petsamon Tunturit im weiteren Sinne, nämlich Soorti, Kaskama, Karaplekka und Kalguaive in der Hauptsache aus grob- bis mittelkörnig-kristallinen Amphiboliten und Amphibolitschiefern aufgebaut, die aber oft mit Granit injiziert worden sind, so dass zuweilen wahre Adergneisse entstehen. Die Streichrichtung ist meistens ziemlich konstant N 70° E und das Einfallen immer steil bis vertikal. Diese Amphibolite sind alle blastokristallinisch, also hochmetamorph und führen reichlich Granat. Dagegen scheinen Sulfide spärlich darin vorzukommen. In gewissen Teilen von Soorti ist der Amphibolitschiefer beinahe dünnstief. Dieser Typ zeigt aber Übergänge in schlierige und gebänderte Varietäten, die auch reichlich Quarzadern führen. Im östlichsten Teil von Soorti findet man ein beinahe massives, grobkörniges Amphibolitgestein. Nebenbei sieht man auch mehr azide Varietäten.

Der Amphibolit von Soorti wird von einem Gang von Tundra-diabas überquert, ist also sicher älter als der letztere.¹

Durch ihre grössere Resistenz der Denudation gegenüber treten die Amphibolite im Relief gegen die umgebenden gneissigen Gesteine hervor und bilden die genannten Tundren. Tiefe Täler trennen jedoch die Tundren von einander.

Die Dünnschliffe, die ich studiert habe, sind ziemlich willkürlich ausgewählt worden. Es giebt nämlich in diesem ganzen Amphibolitgebiet keine konstanten Typen, denn die Azidität wechselt immerfort, wohl hauptsächlich bedingt durch die ungleichmässige Granitinjektion. Dieser stetige Wechsel tritt besonders in der Tundra Kalguaive hervor, wo neben Hornblendefels geädertes Granat-amphibolgneiss (injizierter Schiefer), Grünsteinbrekzien und andere Varietäten auftreten.

¹ Hier liegt also eine Apophyse aus dem Grünsteinmassiv der Petsamon Tunturit vor (s. u.).

Die Streichrichtung der Schiefergesteine, die auf finnischer Seite mehr nach ENE gerichtet ist, wendet sich westlicher, auf norwegischem Gebiet, gegen Norden, wie bei Vetokoski wahrgenommen werden kann.

Um auf die petrographische Charakteristik näher einzugehen, sei erwähnt, dass der Amphibolit im östlichen Teil von Soorti eine massige allotriomorphe Struktur zeigt, wobei die Hauptminerale aus grüner Hornblende und andesinischem Plagioklas bestehen, die richtungslos angeordnet sind. Das Gestein ist von grünlich-schwarzer Farbe. U. d. M. sieht man¹ wie die einzelnen Mineralkörner lappige Konturen gegeneinander zeigen. Dabei hat sich die Hornblende oft in den Plagioklas hineingefressen. Das letztere Mineral ist ziemlich reichlich mit Körnchen und Säulchen von Klinozoisit erfüllt. Die Hornblende hat keine prismatische Ausbildung, dagegen gute Spaltbarkeit. Der Pleochroismus ist c (blaugrün) $>$ b (grasgrün) $>$ a (gelblichgrün) und $c:c = 15^\circ$. Sekundärer Quarz kommt als kleinere Körner vor. Eisenkies ist in unbedeutender Menge in der Hornblende eingewachsen vorhanden.

Einen ganz anderen Typ findet man im westlichen Teil der Tundra Soorti. Makroskopisch bekundet sich das Gestein als ein Granathornblendeschiefer. Mikroskopisch tritt die Schieferung noch deutlicher hervor (siehe die Mikrophotographie Fig. 1, Tafel I). Die Hauptgemengteile sind grüne Hornblende in länglichen Individuen sowie Plagioklas ohne Zwillingslamellierung. Im Gegensatz zur Hornblende zeigen die Plagioklaskörner eine mehr isometrische Ausbildung. Die Schieferung wird deshalb hauptsächlich durch die Hornblendeleisten bedingt. Manche von den Hornblendeindividuen sind jedoch nicht nach der c : Achse parallel mit der Schieferung gestreckt, sondern in der Schieferungsebene bis um 90° gedreht. Die Auslöschung der Hornblende ist $c:c = 15^\circ$. Pyrit tritt untergeordnet auf. Grosse Kristalloblasten aus hellrötlichem Granat sind vorhanden. Sie sind von kleinen Feldspathkörnern poikilitisch durchlöchert. Die Hornblendesäulchen schmiegen sich plastisch um die Granatfelder.

Einen von den vorigen etwas mehr abweichenden Typ stellt ein Amphibolitschiefer auf der norwegischen Seite des Pitkäjärvi-Sees dar. Mikroskopisch hat man nämlich eine faserig ausgebildete Hornblende (von demselben Pleochroismus wie oben), wodurch die Schieferung nicht so ausgeprägt wird. Denn die Hornblende tritt oft in Büscheln und Garben auf, obwohl sie meistens in einer Richtung ausgezogen ist. Der andere Hauptbestandteil, der Plagioklas, ist zum grossen Teil granuliert; das Gestein ist also ein Kataklasschiefer.

¹ Ein ähnlicher Amphibolit aus anderer Fundstelle, siehe Tafel I, Fig. 2.

Es scheint dass die Hornblende erst nach der Granulation entstanden ist. Der Plagioklas ist meistens nur nach dem Karlsbadergesetz verzwillingt. Magnetit ist auch vorhanden.

Die etwas südlicher gelegene Tundra Viernimä (Dreieckpunkt) wird von einem typischen Adergneiss aufgebaut. Ähnliche Mischgesteine von Schiefen und Granit trifft man in den Bergen östlich vom Höyhenjärvi (Pasvik).

C. DIE KONGLOMERATFORMATION VON TÖLLEVI — NÆVERSKRUGVAND.

Eine der interessantesten geologischen Bildungen in der Gegend des Pasvik-Tals ist der Rest einer Konglomeratformation, die zu beiden Seiten der Reichsgrenze entblösst ist, und zwar hauptsächlich auf norwegischer Seite, am innersten, NW:lichen Teil der Bucht Næverskrug, Töllevinjärvi. Die Landspitze Kumpula auf der finnischen Seite wird von derselben Formation aufgebaut. Das zuletzt genannte Vorkommen wurde schon im Jahre 1921 von Talvia entdeckt, das auf der norwegischen Seite von mir im folgenden Jahre. Zuletzt wurden die Vorkommnisse von Sederholm und mir im Sommer 1924 besucht, wobei ergänzende Beobachtungen gemacht wurden.

Die besten Entblössungen der Konglomeratformation sind auf der norwegischen Seite zu finden und zwar hauptsächlich am innersten Ende einer Bucht, wo das Gehöft Sollien liegt. Hier bestehen einige steile aber nicht sehr hohe Berge beinahe ausschliesslich aus Konglomerat. Der Komplex wird von einem Talzug durchschnitten, an dessen Böschungen man zuweilen senkrechte Entblössungen findet.

Das Konglomerat (siehe Fig 4) ist kurzweg als ein grobes (montanes?) Granitkonglomerat zu bezeichnen mit Geröllen von bis 70 cm Durchmesser, wie Sederholm (Tagebuch 1924) angibt. Die Lagerung ist meistens weniger ausgeprägt, und das Konglomerat macht stellenweise den Eindruck einer Blockpackung mit wenig Zementmasse. Andererseits stösst man auch auf Typen, die sich einer groben Arkose nähern. Die Lagerstellung scheint meistens nicht sehr gestört zu sein. Die Schichten fallen teils flach, teils bis 60°—70° nach NE. Eine dynamische Deformation des Gesteins ist kaum zu sehen, indem die Gerölle, grosse wie kleine, wohl erhalten sind und oft mit dem Hammer herausgeschlagen werden können. Nur gelegentlich findet man eine Zusammenpressung der Gerölle und eine Verzerrung ihrer Formen.

Wie gesagt ist das Konglomerat aus einförmigem Material aufgebaut. Die Gerölle bestehen aus rötlichen und hellgrauen Graniten,

und das Zement ist arkosenähnlich. In dem nördlichen Teil des Vorkommens ist das Konglomerat jedoch mehr polymikter Zusammensetzung, wie Sederholm beobachtete, indem Gerölle von Gneissgranit, Quarzit und grauem Gangquarz hinzutreten. Ausserdem findet man Gerölle von Glimmerschiefer, sowie von gebändertem Schiefer. Gesteine, die aus der Björnevand-Erzformation stammen könnten, wurden nicht mit Sicherheit nachgewiesen.

Im Allgemeinen sind die Gerölle gut gerundet und liegen, wie gesagt, dicht aneinander gepackt. Gegen Süden hin verändert sich das Konglomerat allmählich in ein arkosenähnliches Gestein von



Fig. 4. Stück des Næverskrug-Konglomerats. Sollien, norw. Seite des Pasviks. Gerölle von Aplit in einem chloritischen Zement. Beispiel für kleineröhlige Ausbildung. Samml. J. J. Sederholm.

ungleichmässigem Korn. Streichen und Fallen hier zu bestimmen ist nicht möglich. Wie weit nach Süden dieses Gestein sich erstreckt, ist nicht bekannt.¹

Im Nordosten wird das Konglomerat sehr scharf von Gesteinen der Sydvaranger-Erzformation abgetrennt. Wahrscheinlich liegt hier eine tektonische Trennungslinie vor. Jedenfalls ist der tektonische Kontrast zwischen den beiden Gesteinskomponenten hier sehr gross, indem das Konglomerat schwach disloziert, die erzführende Formation dagegen äusserst stark zusammengefaltet ist. Deswegen kann das Konglomerat unmöglich der letzteren zugehören, sondern

¹ Brændtjeld bei Björnevand besteht schon aus Urgesteinen.

muss viel jünger sein, obwohl, wie gesagt, keine Gerölle aus der Erzformation gefunden worden sind.

In Anbetracht des isolierten Auftretens könnte man annehmen, das Konglomerat sei gegen die Umgebung verworfen und durch die tiefere Lage vor Denudation geschützt worden.

Bei der Verfolgung des Konglomerats gegen NW in der Streichrichtung konnte Sederholm beobachten, dass das Konglomerat sehr bald auskeilt, indem die Umgebung des Næverskrugvands schon aus Urgesteinen aufgebaut wird.

Dagegen streicht das Konglomerat in umgekehrter Richtung mit ziemlich breiter Front in die Næverskrugbucht (Töllevinjärvi) hinaus.

Fährt man weiter in der Streichrichtung gegen SE über den See, trifft man zuerst eine Landzunge mit einer vorgelagerten Insel (norwegische Seite) die aus Grünsteinen besteht. Weiter gegen SE an der Landspitze Kumpula (finnische Seite) hat man das früher erwähnte Vorkommen von Konglomerat. Die Streichrichtung des Gesteins ist hier N 30° W, und das Einfallen ung. 60°—70° nach NE. Die Halbinsel streicht mit ihrer Längsachse in der vorigen Richtung.

Das Kumpula-Konglomerat hat etwas anderes Aussehen als das von Sollien, indem das Zement meistens schiefrig und glimmerreich ist und sich plastisch um die Gerölle schmiegt. Dabei kommen aber auch Partien von mehr arkosenähnlichem Zement vor, wo Feldspathfragmente stark hervortreten. Die Gerölle sind meistens kantengerundet. Überhaupt scheint das Gestein mehr zusammengedrückt zu sein als das der norwegischen Seite. Im Liegenden des Konglomerats, gleich am Strande, sieht man ein ähnliches arkosenartiges Gestein wie auf norwegischer Seite.

Weiter in der Streichrichtung der Landzunge gegen SE hin trifft man Konglomerat noch in den flachen Uferfelsen, die an der Töllevi Bucht anstehen. Dann folgt sumpfiges Gelände, und die nächsten Hügel jenseits desselben werden aus Grünstein aufgebaut. Die Konglomeratformation wird deshalb von der Grünstein-Kontaktlinie hier quer abgeschnitten.

Die beschriebene Konglomeratbildung ist von Grünsteingängen durchsetzt, die etwas verschiedenen Alters zu sein scheinen. Unter diesen kommen auch Apophysen des Grünsteinmassivs vor. Dieses letztgenannte muss deswegen späteren Alters sein. Da Granitgänge in dem Konglomerat gänzlich fehlen, und Gerölle bekannter Granit-typen daselbst vorkommen, muss also das Konglomerat »postgranitisch« sein. Die tektonischen Verhältnisse im Vergleich mit der erzführenden Formation bestätigen übrigens auch diese Annahme.

Ähnliche Konglomeratbildungen kommen, soweit bekannt ist, in der Umgebung nicht vor.¹ Weit und breit hat man in norwegisch Finnmarken, in Enare sowie innerhalb Petsamo (ausserhalb des Grünsteinmassivs) lauter Urgesteinskomplexe, stark gefaltet und von Graniten durchdrungen, also das tiefste Urgebirge entblösst. Es ist deswegen nicht möglich, das geologische Alter des Konglomerats genauer zu bestimmen.

Dieses Granitkonglomerat scheint einen mehr lokalen Habitus zu besitzen, indem es als Zerbröckelungsprodukt des Küstengranits anzusehen ist. Die durch regionale Abtragung entstandenen Konglomerate sind bekanntlich mehr polymikter Zusammensetzung. Auch die meistens beträchtlichen Dimensionen der Gerölle deuten auf verhältnismässig nahe liegende Ursprungstätten, aus denen sie unter grösserem Gefälle verfrachtet worden sind. Das Konglomerat mag ein Zeugnis für das Vorhandensein eines während der Bildungszeit rauhen Reliefs sein.

Jedenfalls bedeutet die Konglomeratbildung einen postarchaischen Erosionshiatus von nicht zu unterschätzender Tragweite.

D. DIE HÄLLEFLINTAFORMATION DER TUNDRA PÄÄSKYSPAHTA (ORDZUOAIWE).

Wenn man das sonst einförmige Grünsteinterrain in der Tundra Pääskyspahta durchwandert, wird man überrascht einen Zug von grauer und rötlicher Hälleflinta zu finden, der ganz unvermittelt und ohne Zusammenhang mit der Umgebung auftritt. Der Zug ist älter wie der umgebende Grünstein und streicht NE bis ENE. Das Fallen ist, wie es scheint, gegen SE resp. SSE gerichtet. Die Breite der Zone ist schwer anzugeben, beträgt wohl mindestens einige Hundert Meter. Die Gesamtlänge des sichtbaren Teils habe ich zu rund 17 km gemessen. SW:wärts streicht die Zone wohl in den Kuotsjärvi See hinaus, unbekannt wie weit. Gegen NE habe ich die Fortsetzung nicht verfolgen können; man weiss also nicht, wie sich die Zone zum Dolomit-Quarzitzug von Kuvernöörinkoski und zur nördlichen Kontaktlinie des Grünsteinmassivs verhält.

Auffallend ist immerhin, dass die Zone von Hälleflinta eine Längsrichtung besitzt, die quer zur Streichrichtung der alten Gneiss- und Schiefergesteine des Sydvaranger-Erzfeldes liegt. Folglich kann die

¹ Mit dem viel mehr gepressten Konglomerat, das westlich des Björnevand-Erzfeldes auftritt und oben beschrieben worden ist, kann dieses Konglomerat schon deshalb nicht gleichwertig sein, weil das erstgenannte von Granitgängen durchsetzt wird.

Hälleflinta schwerlich mit diesen Gesteinen etwas zu tun haben, sondern muss viel jüngerer Entstehung sein.

Im Handstück ist das betreffende Gestein immer dicht, wie gesagt grau oder graurötlich, entweder ganz homogen oder fluidal gebändert, wie die gebänderten Hälleflintas in Mittelschweden. Auch breckzienartige Strukturen kommen vor, sowie Fragmente von rötlichem Feldspath in einer Füllmasse von Quarz. Quarzspalten durchsetzen oft in grosser Anzahl das Gestein, so dass hie und da eine wahre Breckzie entsteht; die Spalten verlaufen nämlich ganz unregelmässig.

Ein Dünnschliff aus der gebänderten Hälleflinta zeigt u. d. M. eine äusserst feinkristalline Hauptmasse, die im gewöhnlichen Licht rötlich erscheint. Sie besteht hauptsächlich aus Feldspath in lappigen subparallel zu ihrer Längsachse gestreckten Individuen. Daneben tritt Serizit auf sowie unregelmässig begrenzte, winzige Körner von Eisenoxyd. Diese Mineralmasse wird von subparallel gestreckten Streifen von Quarz durchzogen. Letztere keilen blind aus, und ihr Quarz ist fein granuliert. An den Rändern dieser Streifen sieht man eine Konzentration des Erzstaubes. Es könnte vermutet werden, dass diese Quarzadern, die mit gewöhnlichen Spalten nichts zu tun haben, durch regionalen Druck ausgepresste Quarzeinsprenglinge eines Quarzporphyres darstellen. Im Handstück habe ich oft »Augen« von rötlichem Feldspath beobachtet.

Diese Hälleflinta ist an einigen Stellen etwas mit Magnetit angereichert, wie zuerst Törnqvist (1921) beobachtete, als er mit dem Magnetometer die Zone an ihrem südwestlichen Ende (SW Ende der Tundra) überschritt.

E. SEDIMENTÄRE GESTEINSGLIEDER INNERHALB DES GRÜNSTEINGEBIETES.

a. Die Dolomit-Quarzitsandsteinzone Kalkkipahta— Kuvernöörinjoki—Moskova.

Im Grünsteinmassiv völlig eingeschlossen zieht sich eine allerdings wenig entblösste Zone von Dolomit—Quarzitsandstein hin, die einen mindestens 40 km Länge erreichenden, gegen N gerichteten, grossen Bogen im nördlichen Teil des Massivs bildet. Es handelt sich einerseits um mehr oder weniger verkieselte, hellgelbe oder weisse Dolomite, sowie Dolomitquarzite, andererseits um hellfärbige oder rotbraune quarzitisches Sandsteine, die teilweise sogar glasis ausgebildet sind. Die gegenseitigen Beziehungen

dieser beiden Komponenten zu einander sind noch nicht näher klargelegt, dies hauptsächlich wegen der ausgedehnten Moränenbedeckung. Im westlichen Teil der genannten Zone scheint es, als ob der Dolomit das Hangende des Quarzits bildete, es ist aber möglich, dass spätere Überschiebungen (Kalkkipahta) einen hangenden Quarzit ausgeschaltet haben. Weiter im Osten, gleich westlich vom See Arvedemjaur, hat man nach Aufschlüssen zu urteilen Quarzit im Hangenden des Dolomits.

Wie gesagt, wechselt die Streichrichtung der Zone derartig, dass sie einen grossen gegen N konvexen Bogen beschreibt. So ist das Streichen in dem westlichsten Vorkommen, Kalkkipahta (Kuotsjärvi) N 45° E, bei Kuvernöörinjoki W—E, im Westen des Arvedemjaur N 45° W, und SE von Moskova, jenseits des Petsamonjoki-Flusses, beinahe N—S. Das Einfallen ist immer gegen das innere des Bogens gerichtet: in Kalkkipahta 15° SE, bei Kuvernöörinkoski 38° S bei Arvedemjaur 45° SW und jenseits des Petsamonjoki 45° W.

Die von der Verwitterung immer stark angegriffene Oberfläche des Dolomits zeigt eine sehr hervortretende ziemlich regelmässige Lagerungserscheinung in der Weise, dass einige Schichten in Kammrelief stehen. Sie entsprechen offenbar kieselsäurereicherer Ablagerungen. Schlägt man das Gestein mit dem Hammer, bekommt man aber einen homogenen, gleichmässig weisslichen Bruch.

Die wenigen Dünnschliffe, die mir zur Verfügung stehen, lassen erkennen, dass der niemals fehlende Quarzgehalt primär ist.

Der Dolomit aus Kalkkipahta zeigt u. d. M. ein äusserst feinkörniges Gemenge von Karbonat, worin unregelmässig begrenzte, viel grössere Körner von Quarz und äusserst selten solche von Feldspath eingestreut sind. Das gegenseitige Mengenverhältnis der Karbonat- und Quarzkörner schwankt sogar im Dünnschliff. Paralleltexur tritt nicht hervor. Die Analyse einer kleineren Probe des Gesteins von A. Zilliacus hat wegen der inkonstanten Zusammensetzung (wenigstens in Bezug auf den Quarzgehalt) keinen allgemeinen Wert:

Al ₂ O ₃ }	0.33 %
Fe ₂ O ₃ }	
CaO	30.17 »
MgO	17.34 »
Unlösl.	9.61 »
	<hr/>
	57.45 %

oder auf 100 berechnet:

Ca CO ₃	53.87 %
Mg CO ₃	36.41 »
Rückstand	9.72 »
	100.00 %

Wahrscheinlich besteht ein grosser Teil des Seebodens von Pitkäloukkolahti (Kuotsjärvi) aus demselben Dolomit, ja, möglicherweise ist die lange Bucht gerade durch Erosion in dem Dolomitzug entstanden.

In dem feinkörnigen Grünstein am Strande gegenüber von Kalkkipahta sieht man Einschlüsse von Kalzit, die nicht den Charakter von Mandeln haben. Wahrscheinlich sind sie durch Einschmelzen vom Karbonatgestein in dem Magma entstanden.

Im unteren Teil des Tals von Kuvernöörinjoki trifft man den Dolomit in grosser Mächtigkeit entwickelt. Er fällt hier etwas steiler nach Süden ein. Die hangende Kontaktfläche gegen den Grünstein der hohen Tundra gleich im Süden ist wegen der Schutthalde und Vegetation nicht sichtbar. Man weiss also nicht mit Sicherheit, ob hier sandige Einlagerungen sich einschalten und ob eine Überschiebungsfläche vorhanden ist.

Eine Möglichkeit, dass da erstere hier der Fall sein könnte oder dass mindestens Einlagerungen von Sandstein vorhanden sind, zeigt ein Fund von einem rötlichbraunen Kalksandstein im Bach des Kuvernöörinjoki, wie unten näher erwähnt wird.

Bei Kuvernöörinkoski weiter östlich ist der Dolomit überhaupt nicht aufgeschlossen.

Wandert man noch weiter nach Osten und dann nach Südosten in die Richtung nach Moskova, sieht man auf langer Strecke überhaupt keine Vorkommnisse von Dolomit. Alles wird von Moränenboden verhüllt. Ebensowenig wurden unter den Geschieben der Oberfläche irgendwelche Dolomite gefunden. Der begleitende Quarzitsandstein fehlt auch. Es ist immerhin möglich, dass die Zone ununterbrochen unter der Moräne sich hinzieht. Anzeichen dafür ist ein Fund von einem Stein von rotem Quarzitsandstein in einem Bachbett unterwegs von Ala Maajärvi nach Arvedemjaur. Das Stück muss aus der näheren Umgebung stammen, denn aus südlicheren Gegenden (in der Schrammenrichtung) kennt man das Gestein anstehend nicht.

Näher zum genannten See Arvedemjaur tritt einem dann plötzlich der Dolomit wieder mit grosser Breite entgegen. Er hat dasselbe Aussehen wie im Tal von Kuvernöörinjoki. Eine von A. Zilliacus ausgeführte Analyse dieses Gesteins ergab:

Al ₂ O ₃ }	0.33 %
Fe ₂ O ₃ }	
CaO	27.37 »
MgO	13.00 »
Unlös.	23.54 »
	<hr/>
	64.24 %

oder auf 100 berechnet:

CaCO ₃	48.87 %
MgCO ₃	27.30 »
Rückstand	23.83 »
	<hr/>
	100.00 %

Dieser Dolomit führt also bedeutend mehr Quarz als der Dolomit von Kalkkipahta, wenigstens nach der Stichprobe zu urteilen. In den ziemlich breiten vertikalen Profilen des Dolomits von der früher genannten Stelle sieht man ein regelmässiges Einfallen ohne Kleinfältelung, wie dies in Kalksteinen sonst so gewöhnlich ist. Dies zeigt wohl, dass das Gestein bedeutenderen tektonischen Verschiebungen nicht ausgesetzt worden ist.

Der Dolomit wird hier, wie gesagt, von Quarzit überlagert. Was sich im Liegenden befindet, kann wegen Moränenbedeckung nicht nachgewiesen werden.

Der breite Dolomitzug läuft gegen SE in den See Arvedemjaur hinaus. Hier scheint er aber zu endigen, indem das gegenüberliegende Ufer nicht mehr aus Dolomit, sondern aus Grünstein besteht. Nur am Strande in der östlichen Ecke des Sees sieht man kleine Überreste des Dolomits, die im Kontakt mit dem Grünstein (Eruptivkontakt) entblösst sind.

Jenseits des Petsamonjoki trifft man wieder, wie gesagt, den Dolomit. Er baut hier einen ganzen Bergrücken auf, der sich über sumpfiges Gelände erhebt. Als eine Fortsetzung des Zuges von Arvedemjaur kann er streng genommen nicht angesehen werden, sondern muss einer äusseren Nebenzone angehören. Eine von A. Zilliacus ausgeführte Analyse des Gesteins ergibt folgende Zusammensetzung:

Al ₂ O ₃ }	0.56 %
Fe ₂ O ₃ }	
Ca O	23.30 »
Mg O	16.04 »
Unlös.	24.36 »
	<hr/>
	64.26 %

oder auf 100 berechnet:

Ca CO ₃	41.61 %
Mg CO ₃	33.68 »
Rückstand	24.71 »
	<hr/>
	100.00 %

Dieser Dolomit ist also ungefähr gleich quarzreich wie der vorher analysierte.

Zum Vergleich mögen hier zwei Analysen aus dem Porsangerdolomit angeführt werden:¹

	I.	II.
Al ₂ O ₃	0.84 %	0.96 %
Fe O	1.57 »	0.20 »
Ca CO ₃	46.86 »	63.10 »
Mg CO ₃	35.32 »	36.70 »
Rückstand	14.61 »	1.16 »
	<hr/>	<hr/>
	99.20 %	102.12 %

I. Dolomit von Ivarholmen.

II. Dolomit von Renöklubben.

Die quarzitischen Sandsteine sind über ungefähr gleich grosse Strecken verfolgt worden. Ihr westlichstes Auftreten befindet sich am Ende von Pitkäloukkolahti, gleich nördlich des dortigen kleinen Hauses. Hier sieht man freilich keinen anstehenden Felsen, aber die zahlreichen kantigen und grossen Blöcke, die auf einer Böschung umherliegen und die alle aus einem weisslich-gelben Sandstein bestehen, zeigen an, dass hier unter der Oberfläche dasselbe Gestein ansteht. Weiter die Böschung aufwärts (nach Norden zu) trifft man wieder Grünstein.

Am Unterlauf des Kuvernöörinjoki traf ich, wie erwähnt, Gesschiebe eines rotbraunen, kalkigen Sandsteins, der vermutlich in nächster Nähe ansteht. Er ist sehr feinkörnig und hat zuweilen ein durch rötlichbraune und graue Flecken bedingtes flammiges Aussehen. U. d. M. sieht man ein äusserst inniges, gleichförmiges Gemenge von Quarz- und Karbonatkörnern, wie es scheint, ungefähr in denselben Proportionen. Feldspathkörner kommen hie und da vor, sowie Serizitblättchen. Wie dieser Kalksandstein sich zu dem in der Nähe anstehenden Dolomit verhält, ist unbekannt.

¹ O. Holtedahl, Bidrag til Finmarkens geologi. Pag. 140.

Etwas weiter nach ENE (siehe die geol. Karte) an den Stromschnellen Kuvernöörinjoski trifft man einige schon von Talvia im Jahre 1921 beobachtete Felsen eines harten Quarzits, über den das Wasser hinabläuft. Es ist ein ziemlich niedriger Rücken, der steil nach S in eine sumpfige Niederung abfällt. Man sieht mehrere Bänke von Quarzit, die konkordant liegen und zwar mit dem oben angegebenen Streichen und Fallen. Das Gestein ist teils weisslich-gelb, teils graurötlich und feinkörnig. Eine deutliche Stromschichtung tritt hervor. Das Korn ist sehr gleichmässig, ohne psephitische Einlagerungen. Im Norden steht der Quarzit in Kontakt mit dem Grünstein. Hier giebt es also wenigstens im Liegenden keinen Dolomit. Die Kontaktverhältnisse zeigen, dass der Grünstein jünger ist.



Fig. 5. Schematisches Profil durch die Gesteinsfolge am Unterlauf des Kuvernöörinjoki, am NE Ende des Kuotsjärvi. a = Grünsteine. b = Hälleflinta. c = Dolomit. d = Quarzit.

U. d. M. sieht man eine sehr feinkörnige Masse von Quarz in etwas länglichen Körnern, dicht aneinander gepackt. Wenn eine spärliche Zwischenmasse vorhanden ist, besteht sie aus einem grünen pleochroitischen und einem farblosen Glimmer (Serizit). Hie und da kommen Mikroklinkörner, sowie solche von Zirkon und Apatit vor. Die Paralleltexur ist mikroskopisch nicht sehr hervortretend.

Die Längenausdehnung der genannten Quarzitbänke ist nicht gross. Diese verschwinden bald unter Moränenbedeckung.

Weiter ostwärts vermisst man, wie gesagt, sowohl den Dolomit wie den Quarzit-Sandstein auf einer langen Strecke. Erst in dem kleinkupierten Gelände näher zum Arvedemjaur sieht man wieder denselben hellfarbigen quarzitischen Sandstein wie bei Kuvernöörinjoski. Er tritt aber hier im Hangenden des Dolomits auf. Ob er auch im Liegenden vorkommt, ist unbekannt, weil Moräne alles verhüllt.

U. d. M. sieht man ein ähnliches, äusserst feinkörniges Gefüge von Quarz wie im Dünnschliff des Quarzits von Kuvernöörinjoski. Nur tritt hier der Glimmer (Serizit) viel spärlicher auf. Das Gefüge

ist kaum als klastisch zu bezeichnen, indem die Quarzkörner durch spätere Kristallisation zusammengewachsen sind. Körner von Mikroklin sowie vereinzelt von Zirkon kommen vor. Auch Paralleltexur tritt hier wenig in die Augen.

Eigentümlich ist das Vorkommen eines völlig glasigen, weissen Quarzits gleich westlich von Moskova, am Südrande der grossen spätglazialen Deltaebene. Er grenzt im Süden an den Grünstein. Es liegt hier offenbar eine durch Kontaktwirkung hervorgerufene Modifikation der früher beschriebenen Typen vor. Sollte das Gestein



Fig. 6. Stück einer groben Arkose (an Konglomerat gebunden). Pikku Kolosjoki, E von Kuotsjärvi. Helle Körner sind Quarz. In der dunkleren Masse rötliche Feldspathfragmente. Schichtfläche. Samml. H. Hausen.

in genügender Menge vorkommen, könnte es wohl technisch verwendet werden.

b. Arkose-Konglomerat von Pikku Kolosjoki (E von Kuotsjärvi).

Ungefähr halbwegs zwischen der Tundra Pääskyspahta und der Nordabdachung der eig. Petsamon Tunturit (Kammikivitunguri) ist ein kleinhügeliges Gelände aus den regional verbreiteten Grünsteintypen aufgebaut. Mitten in diesem petrographisch einförmigen Terrain findet man am mittleren Lauf des kleinen Baches Pikku Kolosjoki (rechter Nebenfluss des Kolosjoki, der in den Kuotsjärvi einmündet) einen kleinen Zug einer granitischen Arkose nebst einem kleingerölligen Konglomerat, der sich in E—W hinzieht und ung. 45° nach S einfällt. Die Länge der Zone ist in den Aufschlüssen insge-

samt nur einige hundert Meter, die Breite schätzungsweise kaum hundert Meter.

In dieser Zone treten zwei Haupttypen auf: eine rote fast ausschliesslich aus grauem Quarz und braunrotem Feldspath bestehende Arkose von grobem oder mittlerem Korn: offenbar Detritus aus einem aziden Granit. Daneben steht Konglomerat mit verhältnismässig kleinen Geröllen an, die kaum Faustgrösse erreichen. Letztere bestehen grösstenteils aus Quarz (Pegmatit- oder Gangquarz), daneben aus rotbraunem Feldspath sowie aus dichtem Quarzit. Aus Granit bestehende Gerölle wurden nicht angetroffen. Es liegt also mehr ein »monomineralisches« Konglomerat vor in dem Sinne, dass jedes Geröll abgesehen von den spärlichen Quarzitgeröllen aus einem besonderen Mineral besteht. Hierdurch unterscheidet sich das Konglomerat wesentlich von dem groben Granitkonglomerat bei Töllevinjärvi.

Pelitische Einlagerungen treten im Konglomerat ebenfalls auf, sind aber quantitativ sehr zurücktretend.

Alles im allem liegt hier ein granitisches Zersetzungsprodukt vor, das im Gegensatz zum Konglomerat von Töllevi-Næverskrug offenbar eine längere Strecke verfrachtet und schon vor der Verfrachtung einer intensiveren Verwitterung ausgesetzt worden ist. Das Überwiegen der Quarzgerölle deutet auch auf eine andauerndere Trituration.

Dass die in Frage kommende Bildung älter ist als der umgebende Grünstein, sieht man aus der Kontaktlinie, die gleich am Bach entblösst ist. Die kleine Zone dürfte s. z. s. im Grünstein »schwimmen«. Das Grünsteinmagma scheint auch das Konglomerat teilweise in seine Bestandteile aufgelöst zu haben, wie Funde eines Quarzgerölle führenden Grünsteins anzeigen. Die Funde beziehen sich auf grosse Geschiebe in der Nähe von Kuvernöörinkoski, also im NNW des Konglomeratvorkommens.¹ Hier liegen gewaltige Blöcke auf der Oberfläche der Moräne, die ganze Züge von »schwimmenden« Quarzgeröllen führen. Mit »Mandeln« haben sie nichts zu tun, sondern sind ohne jeden Zweifel Reste eines eingeschmolzenen Konglomerats.

Da das Konglomerat nebst der Arkose von Pikku Kolosjoki ganz isoliert im Grünsteinmassiv auftritt und keine Beziehungen zu den umgebenden Gesteinen aufweist, kann sein näheres Alter nicht festgestellt werden. Im grossen und ganzen zeigt jedoch das Næverskrug—Töllevi-Konglomerat, obwohl »postgranitisch«, einen mehr metamorphen Habitus als die echt klastische Bildung von Pikku Kolosjoki. Wegen der ähnlichen tektonischen Lage dieser Zone im

¹ Folglich in der Schrammenrichtung (S 25°—30° W).

Verhältnis zur Dolomit-Quarzitzone weiter nördlich könnte man vermuten, dass die grobklastische Bildung zu derselben Sedimentserie gehört (s. u.).

c. Das Dolomit-Quarzit-Vorkommen am Unterlauf des Kolosjoki-Flusses.

Nach dem Bericht von Talvia (1921) trifft man ungefähr 3 km aufwärts von der Mündung des Kolosjoki-Flusses, auf seiner rechten Seite, einen ung. 200 m langen Aufschluss von »Quarzit und hartem Kalkstein« (Dolomit mit Quarz?) in Wechsellagerung. Das Streichen der Gesteine ist in N 5°—10° E und das Einfallen 30° nach ESE.

Ohne Frage gehört auch diese kurze Zone zur »eingetauchten« Sedimentserie. Sie stellt wohl die letzten Reste eines grösseren Bogens dar, und zwar einen Abschnitt seines westlichen Flügels. Der Verfasser besitzt kein Belegstück dieses Vorkommens.

d. Die Tonschieferformation der Petsamon Tunturit.

Von allen sedimentären Formationsgliedern, die in dem Grünsteinmassiv von Petsamo vorkommen, ist der längste Zug ohne Frage eine Tonschieferzone, die sich in gewundenem Verlauf durch das ganze Land hinzieht. Ihre bis jetzt gemessene grösste Länge beträgt rund 85 km. Die Zone kann in zwei Abschnitte geteilt werden: der eine reicht von dem Pasvik Fluss (Grenze gegen Norwegen) vom oberen Ende des Hakoköngäs bis zum Südende des Kuotsjärvi-Sees und hat einen unregelmässigen Verlauf (die ganze Strecke ist hier nicht begangen worden). Der andere Abschnitt fängt am Südende des Sees an und zieht sich in einem gegen S offenen Bogen den Nordrand der Petsamon Tunturit entlang bis in die Nähe der finnisch-russischen Grenze (wahrscheinlich bis über die Grenze). Abgesehen von kleineren Unregelmässigkeiten hat der Bogen eine auffallende Halbkreisgestalt mit einem Radius von Rund 20 km. Das »Zentrum« des Bogens liegt gleich im SW des Gebirges Porjetuoddar.

Die Neigung der Schieferzone ist ung. 45° nach dem Inneren des Bogens gerichtet. Man könnte deshalb vermuten, die Zone sei das Ausgehende einer schalenförmigen Sedimentplatte, die die Grünsteinmassen der Petsamon Tunturit unterlagert.

Obwohl die Zone beiderseits von Eruptivgesteinen eingeschlossen ist, sieht man keine überschneidenden Kontakte oder durch die Eruption bedingte grössere Zerreissungen. Eingehende Studien in der Gegend von Kammikivitunturi (Tanner 1924) haben jedoch

gezeigt, dass lokale Aufblätterung der Schichten stattgefunden (durch einen Peridotit-Pyroxenit) jedoch erst in einer späteren Phase der Eruption. Sonst ist die Zone sehr aushaltend.

Nach dem, was der Verfasser gesehen, scheint die Kontaktfläche sowohl im Liegenden als auch im Hangenden nicht den primären Schichtflächen, sondern sekundären Schieferungsebenen zu folgen. Der Schiefer ist nämlich, obwohl schön bänderartig geschichtet, öfterst intensiv sekundär geschiefert, zuweilen derart, dass die Schichtung verschleiert wird. Die Verwitterung folgt ebenfalls hauptsächlich diesen sekundären Ebenen, die verschiedene Winkel mit den Schichtflächen bilden können. An einigen Stellen hat man auch ganz ungeschieferte Typen (siehe die Abbildung 7).



Fig 7. Ungeschieferter Pelit. Nordseite des Kammikivitunguri (Kammergetuoddar). Ung. $\frac{1}{2}$ der nat. Grösse. Samml. V. Tanner.

Der primäre, also nicht geschieferte Tonschiefer ist im Handstück ein sehr feinkörniges, beinahe dichtes Gestein vom muschligem Bruch und grauschwarzer bis dunkelgrauer Farbe. Im Querbruch tritt meistens eine recht schöne bänderartige Schichtung hervor. Der Stoffwechsel wird bedingt durch quarzreichere und quarzärmere feinkörnigere Lagen, wobei die ersteren heller sind. Der Schiefer ist beinahe immer etwas kohlenhaltig, in einigen Typen sogar sehr stark, so dass er abfärbt, wenn man ihn mit der Hand anfasst.

Die Bänderung ist sehr aushaltend. Kreuzschichtung habe ich nicht beobachtet. Ein makroskopischer Wechsel der Korngrösse ist ebensowenig zu beobachten. In der ganzen 85 km langen Zone habe ich nicht ein einziges mal psammitische Abarten gesehen, trotz der oft bedeutenden Mächtigkeit der Schiefer.

Der primäre (ungeschieferte) Tonschiefer zeigt u. d. M. (Tafel I, Fig. 5) eine äusserst feinkörnige Masse, die in gewöhnlichem Licht ziemlich dunkel erscheint und zwischen gekreuzten Nicols kaum aufleuchtet. Es treten jedoch auch etwas hellere Einlagerungen auf.

Die dunkleren Schichten bestehen aus äusserst feinerzrriebenen Flittern von Feldspath und Quarz, sowie sekundären Mineralen (Chlorit etc.), die helleren sind etwas gröber körnig und reicher an Quarz. Als charakteristischer Bestandteil kommt noch Kohlenstoff in unregelmässig verteilten Körnchen hinzu. Nebenbei trifft man aber meistens auch Kiese, die u. d. M. ebenso opak erscheinen. Die Kiese scheinen hauptsächlich an die helleren Lagen gebunden zu sein. Diese haben durch ihre grössere Porosität die Imprägnation von Sulfiden erleichtert (siehe näher unten »Die sulfidischen Imprägnationen in der Tonschieferzone«).

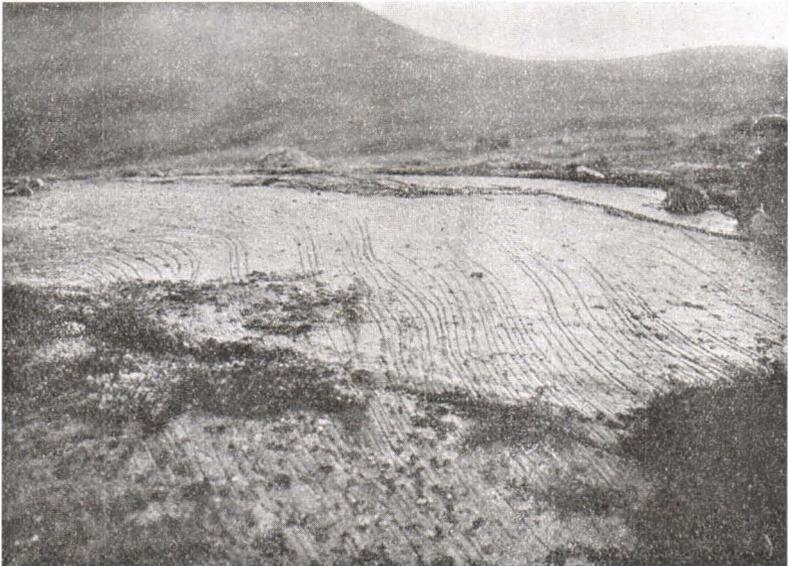


Fig. 8. Glazialgeschliffener Tonschieferfels. Nordfuss des Kammikivitunturi. (Kamkergetuoddar). Blick gegen W. Photo. J. N. Soikero.

Andere Typen der Schieferzone, von denen Dünnschliffe vorliegen, zeigen wie gesagt eine sehr hervortretende Diagonalschieferung, die auch im Handstück sehr deutlich ist. Mikroskopisch sieht man hierbei eine lentikuläre Struktur, eine Kombination von Schichtung und Schieferung (Cleavage) in mehr oder weniger spitzem Winkel zu den Schichtflächen. Die Schichtung bekundet sich noch in den helleren Bändern, die trotz der Schieferung nicht verschoben sind. Die sekundären Schieferungsflächen sind von Kohlenstoff markiert. Wo Kieskörner auftreten, sind sie von einem helleren »Hof« umgeben, der ganz frei von Kohlenstoff ist.

Wo stark geschieferte Typen vorliegen, kann man beobachten, dass die Kiesimprägnation diesen sekundären Flächen gefolgt ist. Bei der Verwitterung wird also der Schiefer falsch ausgeblättert, wodurch das Feststellen des Fallens und des Streichens im Felde oft Schwierigkeiten bereitet.

Die Analyse eines Tonschiefers von der Nordseite des Kammitunturi von A. Zilliacus ausgeführt, zeigt die unten folgende Zusammensetzung [a]. Zum Vergleich mögen hier einige Analysen quartärer Glazialtone (Mustiala [b] und Loimaa [c]) angeführt werden:¹

	a	b	c
SiO ₂	51.56 %	49.80 %	57.00 %
TiO ₂	0.45 »	—	—
Al ₂ O ₃	19.61 »	20.21 »	17.50 »
Fe ₂ O ₃	3.03 »	11.73 »	8.95 »
FeO	9.63 »	—	—
MnO	Spur	—	—
CaO	0.54 »	1.66 »	1.45 »
MgO	4.19 »	3.64 »	3.03 »
K ₂ O	2.22 »	4.13 »	4.66 »
Na ₂ O	3.15 »	1.83 »	1.72 »
P ₂ O ₅	0.69 »	—	—
H ₂ O	4.49 »	7.41 »	—
Glüh. verl. ..	0.95 »	—	6.02 »
	Summe 100.51 %	100.41 %	100.33 %

Bei diesem Vergleich springt das umgekehrte Verhältnis zwischen den Mengen der Alkalien im Tonschiefer einerseits und in den quartären Tonen andererseits sofort ins Auge, indem Kali bei letzteren überwiegt.

Ausser dem eigentlichen Tonschiefer hat man übrigens noch mehr quarzreiche Derivate, die als feinkörnige Sandsteine bezeichnet werden könnten. Sie sind von dunkelgrauer Farbe und deutlich geschichtet. Manchmal ist ein solches Gestein mit Magnetkies imprägniert, wobei die Körner des Erzes sich konform mit den Schichtflächen angereichert haben. U. d. M. sieht man eine deutliche klastische Struktur mit eckigen Quarzkörnern sowie untergeordnet solche von Feldspath (auch Plagioklas), die in einer von Umwandlungsprodukten stark getrübbten Grundmasse liegen.

¹ [b] Anal. B. Aarnio. [c] Anal. E. Ståhlberg.

Die sekundäre Schieferung und Kiesimprägation haben bewirkt, dass der Tonschiefer von der Verwitterung stark angegriffen worden ist. Hierdurch ist eine scharfe Hakenbildung zustande gekommen, die genau der Richtung der Schieferzone durch das ganze Gebiet folgt. Die Grünsteinmasse im Hangenden bildet eine mehr oder weniger steile Gebirgswand, an deren Fuss die Schieferzone hinstreicht. Man kann also im Felde ohne Schwierigkeit die Zone verfolgen, indem man nur den genannten Gebirgsabhang entlang wandert (Nordabhang der Petsamon Tunturit). Wo nackte Felsen vorliegen, ist der ausgehende Schiefer ausserdem durch die Verwitterung der imprägnierten Kiese immer rotbraun gefärbt. Manchmal ist aber der Schiefer unter heruntergerutschten Talusmassen aus der hangenden Grünsteinwand begraben oder durch Moränenablagerungen verhüllt worden.

In naher Verbindung mit dem gewöhnlichen Tonschiefer findet man noch ein beinahe schwarzes, dichtes Gestein mit muschligem Bruch. Mikroskopisch sieht man winzige, eckige Fragmente von Quarz in einer undurchsichtigen, stark pigmentierten Masse. Wahrscheinlich liegt hier das Kontaktprodukt aus einem pelitischen Sediment gegen Grünstein vor (Hornfels?). Eigentümlich ist die ziemlich reichliche Imprägation mit Kieskörnern durch die ganze Masse hindurch. Schichtung kann nicht wahrgenommen werden. Das Gestein ist vorläufig nur in der Nordabdachung von Mattert beobachtet worden, hier in der nächsten Nähe des Tonschiefers.

Sehr kohlenreiche Schiefer sieht man in der Nähe des Porjärvi (an der Telegraphenlinie) sowie bei Pitkäjärvi. Ein ähnlicher Schiefer setzt auf der norwegischen Seite des Sees fort, wo ihn schon T. Dahll auf seiner Reise 1866 beobachtet hat¹. Auch im Tal des Kotseljok, zwischen Kaulatunturi und Kammikivitunturi hat man sehr kohlenreiche Schiefer, wie die letzten Schürfungen (1924) in der Nähe der dortigen Kiesader gezeigt haben.

Überblicken wir die verschiedenen Glieder der im Grünsteinmassiv eingetauchten sedimentären Formation, finden wir von S nach N folgende Ordnung im Auftreten:

1. Gebänderter Tonschiefer (Nordrand der Petsamon Tunturit)
2. Dolomit-Quarzit (Unterlauf des Kolosjoki Flusses)

¹ T. Dahll, Om fjeldbygningen i Finmarken og guldets forekomst sammesteds. N. G. U. Det nordlige Norges geologi udgivet av Dr Hans Reusch. Kr:a 1891. Pag. 11. Hier sagt er: »En liden aflejring af glinsende kulholdige skifere med kis bemerkedes ovenfor Menekasfossen» (Skogfossen, Hakoköngäs), d. h. gerade am Nordende von Pitkäjärvi, wo ich ihn ebenfalls beobachtet habe.

3. Arkose-Konglomerat (Pikku Kolosjoki)
4. Dolomit—Quarzitsandsteine—Quarzite (Kalkkipahta— Moskova).

Da sie sämtlich gegen S einfallen, könnte man vermuten, die Tonschieferzone sei der höchste Horizont. Nun ist es aber sehr fraglich, ob hier überhaupt eine primäre Folge vorliegt. Überschiebungen haben in der Tat an einigen Stellen der Sedimentzonen stattgefunden. Falls der Tonschiefer der Tundren wirklich dem höchsten Horizont entspricht, hätte man hier eine Analogie zur Fischerhalbinsel, indem der Tonschiefer der Nordküste (Vaitolahti, etc.) wirklich die oberste Etage der hiesigen Serie bildet.¹

- c. Geschiebe von sedimentären Gesteinen oberhalb der marinen Grenze, die anstehend nicht bekannt sind.

Auf der Südabdachung des Gebirges Porjetuoddar, im Süden der Petsamon Tunturit, findet man in der Moräne kleinere Steine und Flitter eines schwarzen stark kohlenhaltigen phyllitischen Schiefers. Nach der Schrammenrichtung zu urteilen (Schrammen in Porjetuoddar N 23° E) dürften diese Geschiebe oder richtiger Fragmente solcher aus dem flachen, bis jetzt geologisch unbekanntem Moränenland im SSW stammen; vielleicht aus der Gegend östlich von den Vierimä-Tundren. Da diese, sowie die anderen in der Nähe gelegenen Tundren (Soorti, Karaplekka, Kaskama etc.) alle aus Amphibolitschiefern und alten Mischgesteinen bestehen, ist anzunehmen, dass der Kohlenschiefer irgendwo in einem Senkungsfeld der östlicheren Gegend anzutreffen sein könnte. Ob dies jemals nachgewiesen werden wird, ist fraglich, weil die Gegend nicht nur von Moräne, sondern auch von Mooren und Seen bedeckt ist.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, dass die Eingeborenen sowie auch angesiedelte Finnländer von einem Vorkommen von »Steinkohlen« sprechen, die im Gebläsefeuer sogar brennen sollen. Der Fundort wird nicht angegeben, scheint aber im Süden der Tundren zu liegen.

Ein anderes Geschiebe eines schiefrigen Sandsteins wurde nahe bei der Telegraphenlinie in der Tundra östlich von Ylä Maajärvi gefunden. Es ist ein feinkörniger, gut geschichteter Sandstein von grauer Farbe, der einigen Typen des Tundraschiefers etwas ähnelt. Die Schichtung ist hauptsächlich durch Kohlenstreifen

¹ Vergl. unten Pag. 52.

bedingt. Nach der allgemeinen Schrammenrichtung zu urteilen scheint das Geschiebe aus den zentralen Teilen des Tundrenmassives herzustammen.

Mikroskopisch erweist sich das Gestein als eine quarzreiche Arkose, indem eckige Körner von Quarz und Feldspath in einer serizitischen Masse eingebettet liegen. Gewisse Schichten sind mit Kohlenpartikelchen besonders angereichert.

Ohne Zweifel gehört das Gestein der im Grünsteinmassiv eingetauchten sedimentären Serie an. Der klastische Habitus des Gesteins fällt aber sofort ins Auge, wenn man es mit den früher beschriebenen quarzitischen Sandsteinen vergleicht, die teilweise sogar glasig ausgebildet sind. Falls es nicht der Tundraschieferzone entstammt, könnte man annehmen, es sei aus der Gegend S von den Petsamon Tunturit gekommen, von wo auch die stark kohlenhaltigen Schiefer stammen, die als Geschiebe in der Moräne von Porjetuoddar gefunden worden sind (siehe oben).

Andere sedimentäre Geschiebe, deren Abstammungsort ebenso wenig nachgewiesen worden ist, seien hier erwähnt. Während einer Exkursion den Nordrand der Petsamon Tunturit entlang fand Törnqvist gleich beim Bache Soukkujoki, der die westlichere Gruppe der Petsamon Tunturit zum Kolosjoki entwässert, einen graugrünlichen, pelitischen Schiefer mit regelmässigen graphitischen Kohleneinlagerungen. Die Blöcke sind von überraschender Grösse—mehrere hundert Kilogr.—und müssen aus der näheren Umgebung stammen. Denn sonst hätte das mürbe Gestein sicher nicht in so grossen Blöcken verfrachtet werden können. Nachforschungen im angrenzenden Terrain nach der Abstammungskluft ergaben nur negatives Resultat; dies ist aber erklärlich, wenn man die sehr verbreitete Moränenbekleidung berücksichtigt. Es könnte deshalb angenommen werden, dass der in Frage kommende Schiefer gerade aus der Tonschieferzone stammt, die hier vorbeistreichet.

Das Gestein ist durch sekundäre Druckwirkungen transversal geschiefert, was sich auch in der Mikrostruktur kundgiebt. In dieser Beziehung ähnelt es auch dem Tundraschiefer (dem gewöhnlichen Typ). Die kohlenhaltigen Zwischenschichten sind von Dr Frauenfelder im Laboratorium der Geologischen Kommission analysiert worden. Eine Verbrennungsanalyse ergab nur 6 % C und 5 % flüchtige Bestandteile. Da das feinpulverisierte Material bei höherer Temperatur Schmelzungserscheinungen zeigte, ist es möglich, dass die Schlacke noch etwas C eingeschlossen hat, doch dürfte es sich nur um ganz geringe Mengen handeln.

Das dunkle Mineral ist demnach nur zum geringen Teil Graphit, dürfte vielmehr ein grafitimprägniertes Fe-Mineral (Magnetkies?) sein. Der Kohlenstoff kann aber doch organischen Ursprungs sein.

Eine Volumengewichtsbestimmung des graphithaltigen und des graphitfreien Minerals ergab für:

graphithaltig	graphitfrei
Vol. gewicht 2.96	Vol. gewicht 2.65

Ein Dünnschliff desselben Gesteins zeigt u. d. M. dass die grauen pelitischen Lager äusserst feinkörnig sind und wesentlich aus Feldspath, Serizit und Kohlensubstanz bestehen. Die graphithaltigen Einlagerungen dagegen führen ausser der Graphitsubstanz überwiegend Quarz. Die sekundäre Deformation des Gesteins äussert sich mikroskopisch in einer Kräuselung oder eigentlich einer Zerknetung.

Alle diese Funde von Geschieben zeigen jedenfalls, dass die Frage wegen der Verbreitung und dem Vorkommen von klastischen sedimentären Überbleibseln im Urgebirgsterrain von Petsamo noch lange nicht endgültig erforscht ist. Sollten die Ursprungslagerstätten niemals gefunden werden, und dies ist sogar das wahrscheinlichste in Anbetracht der starken Moränenbedeckung, könnte man immerhin durch eingehende Geschiebestudien die erstgenannten einigermaßen lokalisieren. Die Schieferfragmente in der Moräne von Porjetuoddar könnten hierbei immerhin als Ausgangspunkt dienen.

F. DIE SEDIMENTFORMATION DER FISCHERHALBINSEL.

Nach den Untersuchungen von W. Böhlingk (1840), W. Ramsay (1897—99), und A. v. Fieandt (1912) besteht die Fischerhalbinsel (finn. Kalastajasaarento) aus sedimentären Bildungen von meistens rein klastischem Habitus, wie Arkosen, mehr oder weniger quarzitischen Quarzsandsteinen, Konglomeraten und Tonschiefern, unter denen die Psammite bei weitem vorherrschen. Die Serie ist mehr oder weniger gestört, am meisten im nördlichsten Teil der Halbinsel. Eine durchgehende Kontinuität der Lagenfolge ist nicht vorhanden, es schiebt sich vielmehr ein Hiatus mit Konglomeraten ein.

Der südliche Teil, Srednij Poluostroff, zeigt eine schwach gegen NE geneigte Serie von quarzitischen Sandsteinen und Schiefnern (Einfallswinkel ung. 5°—20°). Dieselbe grenzt im Süden scharf an das Urgebirge. Ramsay vermutete hier eine Verwerfungslinie,

v. Fieandt hat jedoch später gezeigt, dass die sedimentäre Serie tatsächlich auf Urgebirge ruht, und zwar ohne Basalkonglomerat. Die unterste Schicht ist hier ein feinkörniger Sandstein. Die Lagerungsfläche zeigt keine Spur von Verwitterung, die der Sedimentation vorausgegangen wäre.

Die Serie des sog. Srednij Poluostroff schliesst mit einem schwarzen Tonschiefer ab. Dann folgt das Konglomerat von Muotkavuono, das vielleicht das Hangende der genannten Serie bildet. Die Gerölle des Konglomerats, die nach Ramsay aus grobkörnigen, oft sehr feldspathreichen Sandsteinen bestehen, nach v. Fieandt aber ausser-

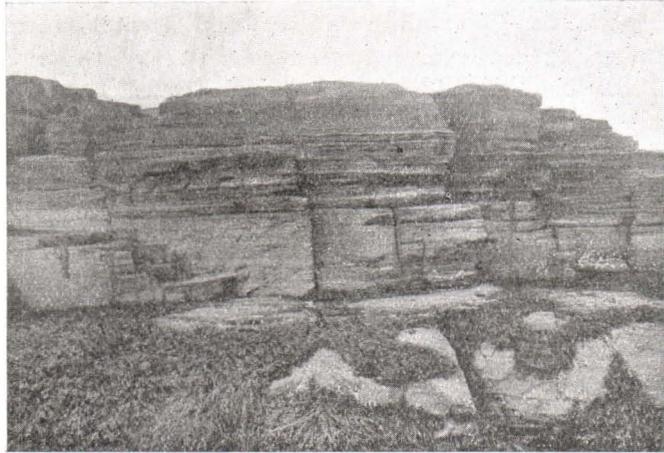


Fig. 9. Kluftwand durch eine wagerechte Serie von Quarzit- und Schieferschichten. Pummanki, Srednij Poluostroff (N Küste), Fischerhalbinsel.
Photo. S. Segerstråle.

dem aus grauem Gneissgranit, rotem Granit, Amphiboliten, Quarziten, Tonschiefern u. a. Gesteinen zusammengesetzt sind, deuten auf umfassende regionale Denudation, wobei viele Gesteinsglieder des alten Felsenuntergrundes herbeitransportiert worden sind.

Der nördliche Teil der Halbinsel, nördlich von der Konglomeratzone, besteht hauptsächlich aus grauen mittelkörnigen Sandsteinen, die im Norden mit Schiefen wechsellagern und an der Nordküste schliesslich ganz in dunkle Tonschiefer übergehen. Während die Schichtenstellung südlicher nicht sehr stark gegen NE geneigt ist (s.o.), tritt an der Nordküste starke Faltung hervor. Der Tonschiefer ist ausserdem sekundär geschiefert. Dieser Schiefer zeigt sonst eine primäre gebänderte Schichtung und erinnert sehr an den oben beschriebenen Tonschiefer der Petsamon Tunturit. Auch die sekundäre Schieferung wiederholt sich, wie gesagt, hier.

An der Hand der petrographischen Untersuchungen von v. Fieandt kann man folgende interessante Tatsachen feststellen:

1. dass die überwiegende Masse der Sedimente Quarzdetritus darstellt.

2. dass das Korn der Psammite durch die ganze Masse hindurch ziemlich gleichmässig bleibt.

3. dass die Serie durch ein polymiktes Konglomerat in zwei Abteilungen zerteilt wird. Dies Konglomerat ist ein Produkt umfassender regionaler Abtragung.

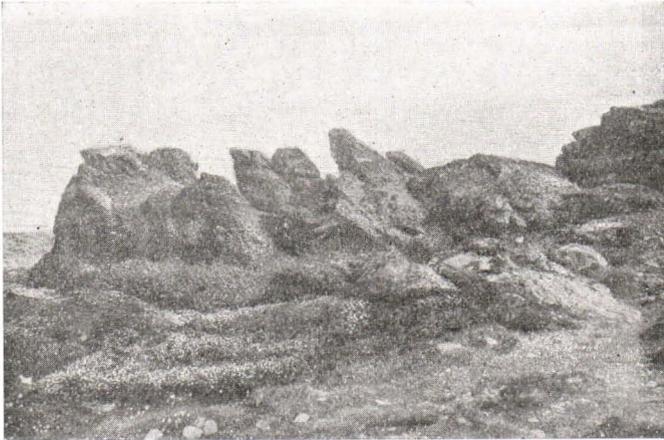


Fig. 10. Konglomeratfelsen, Kallioniemi, Pummanginvuono, Srednij Poluostrhoff, Fischerhalbinsel. Blick gegen NE. Photo. S. Segerstråle.

4. dass die Psammite durchwegs granatfrei sind, obwohl das Urgebirge in angrenzenden Teilen des Urgebirgsgebietes besonders an der naheliegenden Küste sehr granatreich ist.

5. dass eine ältere Sandstein-Quarzitformation nebst Teilen der Urgesteinsplatte vor der Ablagerung der Fischerhalbinselsedimente zerstört worden ist.

6. dass die langandauernde Sedimentation der Psammite schliesslich durch Schlammabsätze abgelöst worden ist (Tonschiefer von Vaitolahti).

v. Fieandt behauptet, die Sedimente der Fischerhalbinsel seien Abtragungsprodukte des naheliegenden Urgebirges. Der fehlende Granatgehalt und die grosse Mächtigkeit der Quarzgesteine sind jedoch Anzeichen dafür, dass diese Erklärung nicht so ganz naheliegend ist. Vielmehr könnte man vermuten, eine ältere Sedimentformation habe in erster Reihe Material für die Fischerhalbinselsedimente geliefert. Dafür spricht auch die Zusammensetzung der Sandsteine

auf den Inseln Heinäsaaret sowie z. T. die Beschaffenheit der Gerölle des Konglomerats von Muotkavuono.

Das unerwartete Auftreten von sedimentären Gesteinsgliedern innerhalb des Grünsteinmassivs der Petsamon Tunturit, während solche Gebilde in der Umgebung ganz fehlen, legt den Gedanken nahe, dass die genannten Sedimente die letzten Überbleibsel einer Formation sind, von welcher auch die Fischerhalbinsel einen noch erhalten gebliebenen Rest darstellt, m. a. W. dass diese beiden als synchrone Bildungen anzusehen sind.

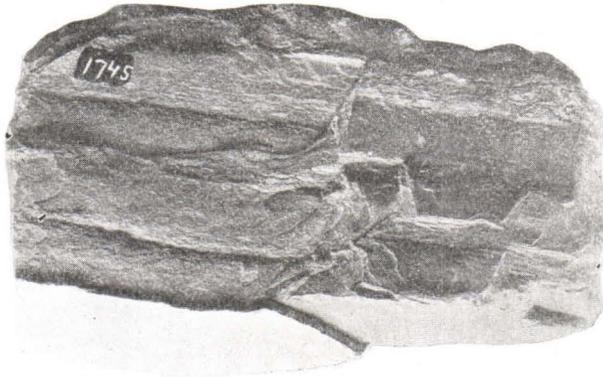


Fig. 11. Sekundär geschieferter, gebänderter Tonschiefer. Vaitolahti, Fischerhalbinsel. Ung. $\frac{2}{2}$ der nat. Grösse. Samml. v. Fieandt.

Petrographisch ähnelt in der Tat der Schiefer der Petsamon Tunturit sehr den Schiefen von Vaitolahti. Nicht nur dass die bänderartige Schichtung in beiden Fällen ganz ähnlich ist, auch die Transversalschieferung tritt, wie gesagt, gleich gut hervor und wird durch Limonitverwitterung noch deutlicher hervorgehoben. Dazu kommt für beide Gesteine gemeinsam der Kohlengehalt. Der kürzeste Abstand zwischen dem Schiefer von Vaitolahti und der Tundraschieferzone (in Onkimatunturit) beträgt rund nicht weniger als 75 km. Dazwischen liegt Grünstein, Urgebirge und die Psammite und Psefite der Fischerhalbinsel.

In Bezug auf die übrigen sedimentären Glieder des Grünsteinmassivs hat man dagegen weniger Anhaltspunkte. Wohl ähnelt das Quarzkonglomerat von Pikku Kolosjoki einem solchen des Muotkavuono, aber die feinkörnigen, quarzhaltigen Dolomite fehlen auf der Fischerhalbinsel gänzlich.¹

¹ Das früher von Ramsay (1890) behauptete Auftreten von Dolomit in der Lagerserie der Insel Kildin ist dann von ihm selbst dementiert worden (Ramsay, 1898 pag. 10).

Das massenhafte Auftreten von Dolomiten und quarzhaltigen Dolomiten innerhalb des nördlichen Teils von Petsamo ist deshalb nicht leicht zu erklären. Wo gehören sie hin? Offenbar in eine jetzt verschwundene Sandstein-Dolomitformation von recht bedeutender Mächtigkeit, die älter ist wie die Grünsteine. Holvedahl¹ vermutet, die Sedimentformation der Fischerhalbinsel wäre der oberen Abteilung der Finnmarkformation zugehörig. In letzterer kommt bekanntlich kein Dolomit vor.

Vorläufig muss man sich also damit begnügen, eine gewisse Ähnlichkeit des Tundraschiefers mit dem Schiefer von Vaitolahti festzustellen. Wohin der Dolomit zu stellen ist, bleibt eine offene Frage. Er könnte auch mit dem Quarzit zusammen einen Rest der unteren Finnmarkformation darstellen (Porsangerdolomit nebst Porsangersandstein).

G. DIE GRÜNSTEINFORMATION DER PETSAMON TUNTURIT.

Der am deutlichsten hervortretende Zug im geologischen Struktur-
bilde des nördlichen Teils des Petsamo-Gebietes ist ein grösseres
Massiv von verschiedenen basischen und ultrabasischen Eruptiv-
gesteinen, wohl grösstenteils effusiven Charakters, die nicht nur das
Urgebirge, sondern auch die oben geschilderten sedimentären Ge-
steinsglieder durchbricht. Dieses Massiv, dessen nördlichster Punkt
sich ung. 69° 30' N. Br. befindet (kürzeste Entfernung bis zur gerad-
linig verlaufenden Eismeerküste ung. 30 km), erstreckt sich über
die ganze Breite des Petsamo-Gebietes, vom Pasvik Fluss bis an die
russische Grenze und wahrscheinlich noch weiter nach Osten. Das
Minimiareal der Grünsteine beträgt innerhalb Petsamo rund 1,350
km². Topographisch bekundet sich das genannte Massiv haupt-
sächlich in den sog. Petsamon Tunturit im eigentlichen Sinn, ein-
schliesslich der Tundra Pääskyspahta. Aber auch niedrigere Gelände
gehören dem Massiv an, wie die seenreiche Gegend nördlich der Nord-
abdachungen der Tundren bis in die Nähe der norwegischen Grenze bei
Ylä Maajärvi. Das Gebirge Porjetuoddar im Süden der eig. Tundren
gehört streng genommen nicht mehr zum Grünsteinmassiv, weil das
erstgenannte aus Andesit besteht. Es ist jedoch die Wahrscheinlich-
keit vorhanden, dass dieses Gestein magmatische Verwandtschaft
mit den Grünsteinen besitzt (s. u.).

Die Kontaktlinien des Grünsteinareals entlang den umgebenden
alten Gesteinen sind wegen der starken Moränenbedeckung schwer

¹ O. Holvedahl, Bidrag til Finmarkens geologi. Pag. 278.

zu verfolgen. Jedenfalls scheint die nördliche Kontaktlinie ganz unabhängig von der alten Struktur der Küstengegend zu verlaufen. Näher zum Pasvik-Fluss überschneidet die Kontaktlinie sogar die Streichrichtung der erzführenden Formation von Sydvaranger, die bis hierher reicht. Bei Björnsund folgt der Pasvik-Fluss der Kontaktlinie selbst. Hier streichen die Gneissgranite u. s. w. teils normal, teils schräg zum Fluss. Im Savirannanvaara (Petsamo-Seite) bildet die Kontaktlinie eine bedeutende Einbuchtung gegen Osten. Die Südgrenze ist bis jetzt sehr wenig verfolgt worden, scheint sich aber, wenigstens im Pasvik Tal, mehr der Streichrichtung der alten Schiefergesteine anzupassen. Hier hat wohl eine spätere regionale Stresswirkung die Schiefer gegen das Grünsteinmassiv aufgefaltet.

Dem ganzen geologischen Auftreten nach ist das Grünsteinmassiv eine Formation von durchbrechendem, »postarchaischem« Charakter, ähnlich wie das bekannte Nephelinsyenitmassiv auf der Kolahalbinsel.

Durchwandert man das in Frage kommende Grünsteinmassiv in verschiedenen Richtungen, und studiert man die Typen näher, findet man, dass das allgemeine petrographische Bild ein ziemlich eintöniges ist, jedenfalls dem makroskopischen Aussehen nach. In den hohen Tundren wie Säräslaki (Säräsoaivi), Kuorpokas, Raijoaive, Onkimatunturit, Kaamatunturi, Käynisoaive und Mattered findet man beinahe überall ein feinkörniges, grünlichgraues, äusserst zähes und splittrig zerbrechendes *Diabasgestein* mit unregelmässiger, polygonaler Zerklüftung. Das Gestein hat durchweg ein unfrisches, propylitisches Aussehen und lässt sich leicht mit dem Messer kratzen. Körnung kann nicht mal mit der Handlupe entdeckt werden. Kleine eingesprengte Körner von Eisenkies sind aber beinahe in jedem Handstück zu sehen. Die Hauptmasse scheint ein submikroskopisches, filzartiges Gewebe zu sein.

Das Gestein ist durchweg vollkommen massig, abgesehen von einer ganz lokalen Schieferung. In der Landschaft bemerkt man jedoch, wenn man die Tundren aus einer Entfernung beobachtet, dass der Diabas in regelmässige Bänke von grosser Mächtigkeit zerteilt ist. Diese Bänke sind ung. 45° gegen Süden geneigt. Es ist also eine Pseudostratifikation vorhanden, die auffallenderweise konform mit den im Massiv eingeschlossenen Platten von Sedimenten ist. Ähnliche Verhältnisse erwähnt u. a. Wagner¹ aus dem Bushveld Noritkomplex

¹ Percy A. Wagner, Magmatic Nickel Deposits of the Bushveld Complex in the Rustenburg District, Transvaal. Geol. Survey. Mem. 21. Pretoria 1924. Pag. 38.

bei Rustenburg, Transvaal. Hier teilt sich das Hauptgestein nach Flächen, die isoklinal mit dem Fallen der eingetauchten Züge der Pretoria Series gestellt sind.

Man könnte vielleicht vermuten, dass die verschiedenen Bänke der Grünsteine der Petsamon Tunturit selbständigen Lavaergüssen entsprechen, im Anbetracht des Umstandes, dass das Hauptgestein effusiven Charakter hat. Belege dafür sind jedoch bis jetzt nicht gefunden worden, weil besondere Schlacken- und Tuffhorizonte, die die verschiedenen Bänke voneinander trennten, nicht bekannt sind. Vielmehr sieht es aus, als ob die Hauptmasse der Grünsteine in einem Guss entstanden sei, wohl in der Form eines Lopoliths.¹

Nebenbei kommen, wie gesagt, andere teilweise mehr basische Gesteinsvarietäten vor. Diese sammeln sich hauptsächlich entlang der früher beschriebenen Tonschieferzone an, die offenbar eine orientierende Wirkung bei der Eruption ausgeübt hat. Am verbreitetsten ist hier ein mehr oder weniger serpentiniertes Pyroxen- oder Amphibolgestein, das am Nordfuss der hohen Tundren in einer langen bogenförmigen Zone ansteht (siehe die Übersichtskarte). Dieses Gestein trennt sich in andere Gesteinsvarietäten innerhalb der erwähnten Zone, die unten näher beschrieben werden.

Von den gewöhnlichen Grünsteinen der Tundren sind die ultrabasischen Gesteine im Terrain sehr leicht zu unterscheiden, weil sie immer eine narben- oder pockenartige Oberfläche zeigen. Ihre Felsen sind aber besser vom Landeis geschliffen und nicht so zerklüftet wie die feinkörnigen Diabase. Spalten sind jedoch vorhanden, die oft mit dichtem Serpentin oder Asbest ausgefüllt sind.

Geologisch noch nicht aufgeklärt sind tuffitische Gesteine, die unvermittelt in den nördlichen Tundren auftreten. Sie stammen von basischen Magmen. Dazu kommen noch Tuffe von saureren Effusivgesteinen in der Tundra Pilguoave.

Verfolgt man die Grünsteine westwärts von Kuotsjärvi gegen den Pasvik Strom hin, findet man, dass sich andere Typen einstellen. Es fehlen in der Umgebung von Salmijärvi die zähen, feinkörnigen bis dichten Tundragrünsteine, und statt dieser hat man mittel- bis grobkörnige Amphibolite, teils völlig massig, teils etwas geschiefert. Eine bestimmte Grenze gegen die Typen des Tundra-massives kann vorläufig nicht aufgestellt werden. Ebensowenig zeigen diese Amphibolite Kontakt gegen die Gesteine des Urgebirges im Westen des Pasvik Flusses, weil der Fluss der Kontaktlinie gerade folgt. Da aber granitische Gänge in diesen Amphiboliten völlig fehlen, muss man annehmen, dass sie jünger sind als das Urgebirge

¹ F. F. Grout, The Lopolith. Amer. Journ. Sc. Vol. XLVI. 1918.

und folglich metamorphe Derivate, d. h. völlig umkristallisierte Gesteine des Tundradiabasmassives darstellen.

Noch sind zu erwähnen allerlei lokal geschieferte Typen der Tundragrünsteine auch unter den genannten Amphiboliten. Es treten Kalkphyllite, Chloritschiefer, etc. auf.

Zum Schluss sei erwähnt, dass die Tundra Porjetuoddar im Süden der eigentlichen Tundren aus einem umgewandelten Andesit besteht.

PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER WICHTIGSTEN TYPEN.

Nach dem allerdings bei weitem nicht hinreichenden Material, das dem Verfasser zur Verfügung steht, kann man in Übereinstimmung mit der vorhergehenden Übersicht die unten folgenden Typen von »Grünsteinen« unterscheiden:

- a. Die Hauptmasse des Grünsteinmassives.
 1. Feinkörnige bis dichte (aphanitische) Grünsteine, mehr oder weniger umgewandelt (Metadiabase).
 2. Mandelsteinähnliche Gesteine von feinem Korn.
 3. Feinkörnige bis dichte Tuffite.
 4. Azides Spaltungsprodukt des Grünsteinmagmas: der Metaandesit von Porjetuoddar.
- b. Die Zone der basischen Differentiate den Tonschieferbogen entlang.
 1. Serpentine.
 2. Körnige Diabase und Gabbrodiabase. Pyroxenite und Anorthosite.
 3. Magmatische Sulfiderzkonzentrationen. Imprägnationen in der Tonschieferzone.
- c. Metamorphe Derivate lokaler Ausbildung.
 1. Amphibolitisierte, blastokristalline Typen in der Nähe des Westkontaktes (Salmijärvi-Gegend).
 2. Druckschiefrige und umkristallisierte Typen (Kalkphyllite etc.) an die Störungszonen gebunden.

Die näheren gegenseitigen Verhältnisse in geologischer Beziehung zwischen allen diesen Typen ist, wie oben angedeutet, nicht klar genug. Jedenfalls sind sämtliche Gesteine ohne Zweifel desselben

Magmaverbandes. Wahrscheinlich besteht jedoch ein kleiner Hiatus zwischen der Verfestigung von den Gesteinen der Gruppen a und b, indem die letzteren etwas jünger sein dürften.

a. Die Hauptmasse des Grünsteinmassivs.

1. Feinkörnige bis dichte Grünsteine (Metadiabase).

Näheres über die Verbreitung der feinkörnigen und aphanitischen Diabase im Verhältnis zu den etwas grobkörnigeren Ophiten und den basischeren Differentiaten ist noch unbekannt. Ich habe die dichten Grünsteine u. a. an Lokalitäten gefunden, die weit voneinander entfernt liegen, wie am Westufer von Kuotsjärvi (Aapovaara), auf den höchsten Teilen der Tundra Pääskyspahta und in der Tundra Mattered, im Osten des Petsamonjoki.

Die spärlich vorhandenen Dünnschliffe von den obengenannten Grünsteintypen zeigen alle unter dem Mikroskop eine mehr oder weniger starke Umwandlung. Am häufigsten ist wohl ein submikroskopisches Gewebe von Strahlstein mit Chlorit, wobei nicht einmal Reste der primären Minerale sichtbar sind (Plagioklas und Pyroxen). Dieses filzartige Gewebe bewirkt, dass ein solches Gestein äusserst zähe, aber ziemlich weich ist und sich, wie gesagt, mit dem Messer kratzen lässt.

Einige von diesen völlig umgewandelten Typen enthalten Mandeln, die mit Körnern von Quarz gefüllt sind (siehe unten).

Ausser den obengenannten sekundären Mineralen sieht man noch Epidot, sowie zahlreiche Körnchen von Leukoxen, eigentlich Aggregate von submikroskopischer Grösse.

Nebenbei kommen auch, wie gesagt, Typen vor, die makroskopisch wohl ganz ähnlich sind, u. d. M. aber schon Reste der Primärminerale und von Erstarrungsstruktur zeigen. In solchen Fällen ist meistens der Feldspath völlig saussuritisiert, der Pyroxen aber ziemlich klar. Die Interstitien sind oft mit Chlorit erfüllt. In einem Falle wurde beobachtet, dass der Pyroxen randlich in Uralit übergeht. Akzessorisch tritt Titaneisenerz und Leukoxen hinzu.

In selteneren Fällen trifft man wiederum Typen, die mikroskopisch beinahe frisch sind. Ein solches Gestein fand ich auf der Westseite der Tundra Mattered, im Durchbruchstal des Petsamonjoki durch das Gebirge. Mikroskopisch sieht man eine deutliche ophitische Struktur mit Leisten von Oligoklas—Andesin ($Ab_{68}-An_{32}$), zwischen denen Pyroxen auch vorhanden ist. Dieser bildet niemals selbständige, kristallographisch begrenzte Individuen, sondern tritt als lappige Fragmente auf. Zwischen gekreuzten Nicols sieht man, wie

ihre Auslöschung wandert, und zwar gruppenweise im Sinne eines Radius, wonach man auf eine durch Spannung bei der Kristallisation hervorgerufene sphärolitische Umlagerung der Kristallstruktur schließen kann. Wahre sphärolitische Gebilde mit radialgestellten Lamellen von Pyroxen kommen ebenfalls vor. Der Pyroxen zeigt eine Auslöschungsschiefe von $c:c = 42^\circ$. Optischer Charakter ist +. Akzessorisch treten Titanit, teilweise in deutlicher Kristallform, skelettartig, sowie Klinozoisit auf. Chlorit ist ebenfalls vorhanden.

Da dies Gestein möglicherweise einen Grundtyp der feinkörnigen Diabase (der »Tundragrünsteine«) darstellt und einer Stelle entnommen ist, die einem tiefer gelegenen Punkt des Grünsteinmassivs entspricht, wurde eine quantitative Analyse davon von A. Zilliacus ausgeführt.

		Mol. zahl.	Norm:	
SiO ₂	48.65 %	811	Q	0.3 %
TiO ₂	0.48 »	006	Ab	22.5 »
Al ₂ O ₃	14.85 »	145	An	28.3 »
Fe ₂ O ₃	3.56 »	022		
FeO	11.35 »	157		Σ Sal. = 51.1 %
MnO	0.07 »	001		
CaO	9.74 »	174	Di {	MgSiO ₃
MgO	5.91 »	147	{	CaSiO ₃
K ₂ O.....	—	—	{	FeSiO ₃
Na ₂ O.....	2.69 »	403	Hy {	MgSiO ₃
P ₂ O ₅	0.34 »	002	{	FeSiO ₃
SO ₃	—	—	Ap	0.6 »
S.....	—	—	Il	0.9 »
Glühv.(+H ₂ O)	2.57 »	—	Mt	5.1 »
				Σ Fem. = 44.0 %
	Summe	100.21 %		

Klasse III:

Ordnung 5:

Rang 4:

Subrang 3:

$$\frac{\text{Sal}}{\text{Fem}} = \frac{51.1}{44.0} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5} \quad \frac{\text{O}}{\text{F}} = \frac{0.3}{50.8} < \frac{1}{7} > \frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{43}{102} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7} \quad \frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{0}{43} < \frac{3}{5} >$$

*Salfeman**Gallar*
perfelisch*Auvergnas*
dokalkisch*Auvergnos*
presodisch

Ein anderes makroskopisch ziemlich ähnlich aussehendes Gestein der Metadiabase, das NNE von dem kleinen hochgelegenen Tundrasee Säräslampi ansteht also im westlichen Teil der Petsamon Tunturit, zeigt u. d. M. eine deutliche Ophitstruktur, ist aber viel mehr umgewandelt.¹ Die Plagioklasleisten sind völlig verwittert und können

¹ Siehe Tafel I, Fig. 6.

nicht bestimmt werden. Zwischen diesen tritt Pyroxen auf in der Form von ziemlich isometrischen Körnern. Das Mineral ist im durchfallenden Licht beinahe farblos. Die Auslöschungsschiefe beträgt $c:a$ 55° auf M. Der optische Charakter ist +. Dieser Pyroxen ist sonach ein ähnlicher Diopsid wie oben beschrieben. Er ist randlich in Strahlstein umgewandelt. In Übereinstimmung mit dem auffallend hohen Titansäuregehalt in der unten mitgeteilten Analyse tritt Titanit in recht grossen Individuen auf. Er ist zum Teil in Leukoxen übergeführt. Andere sekundäre Mineralien sind Quarz, Epidot und Strahlstein.

Dieses Gestein wurde analysiert (Analysator A. Zilliacus). Das Resultat war folgendes:

		Mol. zahl.	Norm:	
SiO ₂	47.33 %	788	Q	1.3 %
TiO ₂	1.11 »	014	Or	2.2 »
Al ₂ O ₃	14.35 »	140	Ab	11.5 »
Fe ₂ O ₃	2.71 »	001	An	38.9 »
FeO	11.06 »	153		Σ Sal. = 53.9 %
MnO	0.24 »	003		
CaO	11.44 »	204	Di { MgSiO ₃	2.9 %
MgO	5.89 »	147	{ CaSiO ₃	6.4 »
K ₂ O	0.38 »	004	{ FeSiO ₃	3.4 »
Na ₂ O	1.39 »	022	Hy { MgSiO ₃	11.8 »
P ₂ O ₅	0.40 »	003	{ FeSiO ₃	14.8 »
S	0.19 »	006	Pyr	0.7 »
Glühverl. ..	3.94 »	—	Ap	1.0 »
			Il	2.1 »
			Mt	0.2 »
				Σ Fem. = 42.5 %
Summe		100.43 %		

Klasse III:	Ordnung 5:	Rang 4:	Subrang 3:
$\frac{\text{Sal}}{\text{Fem}} = \frac{53.9}{42.5} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$	$\frac{O}{F} = \frac{1.}{52.6} < \frac{1}{7}$	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{CaO}} = \frac{26}{114} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}} = \frac{4}{22} < \frac{3}{5}$
<i>Salfeman</i>	<i>Gallar</i> perfelisch	<i>Auvergnas</i> dokalkisch	<i>Auvergnos</i> presodisch

Wenn man diese Analyse mit der vom Gestein der Tundra Mattered vergleicht, bemerkt man sofort eine grosse Übereinstimmung, obwohl die beiden Lokalitäten sich in einem Abstand von ung. 23 km von einander befinden. Diese Tatsache deutet auf eine bemerkenswerte Homogenität in der Zusammensetzung des Grünsteinmassivs, abgesehen davon, dass man mikroskopisch schon strukturelle Ver-

schiedenheiten wahrnehmen kann. Das Gestein aus der Gegend von Säräslampi ist stärker verwittert, wie aus dem beträchtlicheren Glühverlust, sowie aus den mikroskopisch sichtbaren Neubildungen hervorgeht.

Sehen wir uns nach Vergleichsmaterial von ähnlichen Gesteinen in den nördlichen Teilen von Fennoskandia um, finden wir beinahe nichts. Nur eine Analyse mag in diesem Zusammenhang von Interesse sein, nämlich die eines Trappgesteins aus Laanila, Kirchspiel Inari in Finnisch Lappland. Das betreffende Gestein tritt als Gangbildung in den alten kristallinen Schiefern auf und ist dem geologischen Alter nach nicht näher bestimmt. Die Analyse zeigt eine grosse Übereinstimmung mit den Petsamo-Diabasen, wenn man vom Ti-Gehalt absieht, der in dem Laanila-Gestein viel höher ist.

Trappgestein, Laanila (Analysator N. Sahlbom ¹).

	Mol. zahl		Norm:	
SiO ₂	46.55 %	776	Q	1.4 %
TiO ₂	2.22 »	028	Or	2.2 »
Al ₂ O ₃	13.71 »	134	Ab	17.3 »
Fe ₂ O ₃	4.44 »	028	Ar	26.9 »
FeO.....	11.80 »	164		
MnO	0.29 »	004		
CaO.....	10.16 »	181		
MgO	7.09 »	177	Di	9.7 %
K ₂ O.....	0.37 »	004	Hy	27.2 »
Na ₂ O	2.04 »	033	Mt	6.5 »
P ₂ O ₅	1.52 »	011	Il	4.2 »
H ₂ O.....	0.17 »	009	Ap	3.4 »
	Summe	100.36 %		Σ Sal. = 47.8 %
				Σ Fem. = 51.0 %

Klasse III:	Ordnung 5:	Rang 4:	Subrang 3:
$\frac{\text{Sal}}{\text{Fem}} = \frac{47.9}{51.1} < \frac{5}{3} > \frac{3}{5}$	$\frac{\text{Q}}{\text{F}} = \frac{1.4}{46.5} < \frac{1}{7}$	$\frac{\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}}{\text{CaO}} = \frac{37}{97} < \frac{3}{5} > \frac{1}{7}$	$\frac{\text{K}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O}} = \frac{4}{33} < \frac{3}{5}$
<i>Salfeman</i>	<i>Gallar</i> perfelisch	<i>Auvergnas</i> dokalkisch	<i>Auvergnos</i> presodisch

Ein anderes, noch besser erhaltenes Gestein derselben feinkörnigen Art traf ich, allerdings nur als Apophyse, im Süden des Grünsteinmassivs, die alten Amphibolitschiefer quer durchsetzend. Obwohl

¹ V. Hackman, Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finnlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systems. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 15. 1905. Pag. 69.

der Abstand vom Fundort des zuerst beschriebenen Belegstückes in Mattert erheblich ist (c:a 45 km), zeigt die Mikrostruktur der beiden Gesteine sehr grosse Ähnlichkeiten.

Die in Frage stehende Apophyse befindet sich im nördlichen Teil der Tundra Soorti und streicht in mehreren m Breite ung. in nordsüdlicher Richtung. Der Grünsteinkontakt scheint ziemlich weit im Norden zu verlaufen (in einigen km Abstand?). Im Handstück ist das Gestein grauschwarzgrünlich von gleichmässigem kleinen Korn. U. d. M. sieht man eine deutliche ophitische Struktur: divergentliegende schlanke Plagioklasleistchen (An_{45-50}) in einer Füllmasse, die hauptsächlich aus farblosem Pyroxen besteht. Die Auslöschungsschiefe dieses Pyroxens beträgt auf M c:a 40° . Der optische Charakter ist +. Das Mineral bildet allotriomorph begrenzte Individuen oder ist zwischen den Plagioklasleistchen eingeklemmt. Es ist also später als die letzteren auskristallisiert. Zwischen kreuzgestellten Nicols kann man eine Art sphärolitischer Ausbildung des Pyroxens beobachten, genau wie im Gestein von Mattert. Oft sieht man wie ein einziges Individuum in mehrere Fragmente zerlegt ist, die zueinander radial gestellt auftreten. Akzessorisch kommen Eisenerz, Leukoxen, Biotit und Epidot hinzu.

2. Mandelsteinähnliche Gesteine von feinem Korn.

An verschiedenen Lokalitäten des nördlichen Teils des Grünsteinmassivs trifft man in den dichten bis feinkörnigen Grünsteinen mandelähnliche Gebilde, die dem Gestein ein fleckiges Aussehen verleihen. Diese »Mandeln« scheinen hauptsächlich aus Quarzkörnchen zu bestehen. In einem Dünnschliff eines solchen Gesteins aus der Tundra Pääskyspahta findet man, dass die Mandeln im Zentrum dunklen Glimmer enthalten, während die Randzone aus körnigem Quarz besteht. Der Glimmer hat den Pleochroismus: grünlichbraun — hellgrünlichbraun.

Soviel ich gesehen habe, sind die Mandeln niemals rund, wie es die primäre Ausbildung fordert, sonder beinahe stets länglich ausgezogen oder von unregelmässiger Form. Dies kann aber auf späterer Deformation beruhen.

Wie das regionale Auftreten der Mandelsteine ist, weiss man noch nicht. Immerhin sind solche wie gesagt nur im nördlichen Teil des Grünsteinmassivs angetroffen worden und könnten einem gewissen Horizont entsprechen. Sie sind Anzeichen dafür, dass die Grünsteine mindestens teilweise an der Oberfläche erstarrt sind, wie auch das Vorkommen von Tuffiten zeigt (s. u.).

Schlackige Ausbildung ist nicht angetroffen worden. Es muss übrigens hervorgehoben werden, dass die mandelartige Ausbildung verhältnismässig selten ist.

3. Feinkörnige bis dichte Tuffite.

Über das Vorkommen von pyroklastischen Bildungen, die im genetischen Zusammenhang mit den Grünsteinen stehen, weiss man noch wenig, besonders, weil man die vorhergenannten Gesteine im Handstück schwierig von den gewöhnlichen Grünsteinen unterscheiden kann. So habe ich vom Gipfel des Kammikivinturi eine Probe entnommen, in der ich anfangs einen gewöhnlichen Grünstein vermutete; das Gestein erwies sich aber mikroskopisch als ein typischer Tuffit.

Der Tuffit von Kammikivinturi ist eigentlich ein glasiger Aschentuff. Mikroskopisch¹ sieht man Fragmente von Bimsstein sowie eines äusserst fein struierten Ophites. Ausserdem beobachtet man Fragmente, ziemlich stark umgewandelte, von Feldspath. Dazwischen kommt eine glasige Residualmasse vor, sowie hie und da rundliche Blasen, die von Chlorit erfüllt sind. Ferner sind unregelmässig begrenzte Partikelchen von Eisenerz vorhanden. Im ganzen ist das Gestein verwittert, indem die Glasmasse und die Fragmente von winzigen Kriställchen erfüllt sind (Epidot?).

Ein anderes ähnliches, obwohl viel feinkörnigeres Gestein wurde in der Nähe der Wasserscheide zwischen Kolosjoki und Petsamonjoki (Nebenfluss Naamojoki-Pilgjok) an der Nordseite von Raijoaive aufgefunden. Mikroskopisch sieht man eine deutlich pyroklastische Struktur aus Fragmenten, die wohl in der Hauptsache aus Feldspath (getrübt) und etwas Quarz bestehen. Daneben bemerkt man ziemlich viel Kalzit (sekundär?).

Das Vorkommen dieser Tuffite, deren geologische Stellung wohl mit der Zeit klarer wird, deutet mit Bestimmtheit darauf hin, dass das Grünsteinmassiv wenigstens teilweise an der Oberfläche erstarrt ist. Damit stimmt ja auch die sehr feinkörnige (niemals gabbroide) Ausbildung der Grünsteine überhaupt, wenn man von den etwas später emporgedrungenen ultrabasischen Gesteinen der Schieferzone absieht.

Sollten wirklich Oberflächenergüsse, wenigstens teilweise, stattgefunden haben, so sind die begleitenden vulkanischen Bildungen, wie Schlacken, Agglomerate, Fladenlavakrusten und Aschenlagen mit Ausnahme von kleineren Überresten, wie die oben erwähnten, schon längst von der Erosion weggeschafft worden.

¹ Siehe Tafel II. Fig. 1.

Quarzporphyrtuff aus Pilguoaive. — Ein anderes tuffitisches Gestein wurde zufälligerweise im östlichen Teil der Tundra Pilguoaive (zentraler Teil der Petsamon Tunturit) aufgefunden. Seine näheren Relationen zur Umgebung sind ebenfalls unbekannt. Das Gestein ist von grauschwarzer Farbe und führt kleine Einsprenglinge von Feldspath und Quarz. Der Bruch ist etwas uneben. U. d. M. sieht man Kalifeldspath in eckigen Fragmenten, sowie ähnliche aus Quarz, die in einer inhomogenen, submikroskopisch körnigen Grundmasse liegen. Diese letztere ist oft etwas schlierig und stark pigmentiert. Wahrscheinlich liegt devitrifiziertes Glas vor. Bei starker Vergrößerung sieht man, dass das Pigment hauptsächlich aus Epidotmikrolithen, sowie aus Chlorit besteht. Nebenbei kommen auch Eisenerzpartikelchen vor.

Das Vorkommen dieses Gesteins deutet auf azide Differentiationen des Grünsteinmagmas, die jedoch in den eigentlichen Tundren bis jetzt nicht nachgewiesen worden sind.

4. Azides Spaltungsprodukt des Grünsteinmagmas (?).

Der Metaandesit von Porjetuoddar.

Im Gegensatz zum grossen, recht einförmig zusammengesetzten Eruptivfeld der eigentlichen Petsamon Tunturit ist der freiliegende Bergrücken Porjetuoddar im Süden der genannten Tundren (siehe die Karte) aus einem verwitterten *Metaandesit* zusammengesetzt, der möglicherweise in magmatischer Verwandtschaft zur Grünsteinserie steht. Das Gestein ist hier feinkörnig, schwarzgrau mit kleinen grauen, isometrischen Einsprenglingen von Feldspath nebst kleineren und viel spärlicheren Körnern eines dunklen, femischen Minerals. Der Bruch des Gesteins ist flachmuschlig. Die Absonderung ist unregelmässig polyedrisch. Das Gestein ist von zäher Konsistenz und ähnelt in dieser Beziehung den Tundragrünsteinen. Das geologische Auftreten hat ebenfalls gewisse Ähnlichkeiten, indem das Gesteinsmassiv in grosse, nach Süden einfallende Bankungsflächen zerteilt wird, wodurch diese Tundra eine Form erhält, die sehr an die Grünsteintundren erinnert. Die Nordseite der Tundra ist folglich steil und wird von Talusmassen überdeckt, die sich vom Fuss der obersten steilen Felsgehänge ausbreiten. Die Südseite ist dagegen viel sanfter geneigt und wird von Fernmoräne beinahe ganz verhüllt.

Obwohl ich den grössten Teil des grossen und des kleinen Rückens von Porjetuoddar durchwanderte, fand ich keine strukturellen Verschiedenheiten im Gestein. Kontakte mit den Grünsteinen im Norden sind nicht zu sehen, obwohl solche Gesteine schon in beträchtlicher Nähe anstehen.

Gesteine andesitischer Zusammensetzung sind sonst innerhalb Finnlands eine ziemlich seltene Erscheinung. Man kennt solche wie bekannt als isolierte Vorkommen in Selkäsaaret im See Jänisjärvi in Südkarelen sowie in Südostbothnien, in Kärnäsaari, Lappajärvi.¹ Diese sind offenbar viel jünger wie das umgebende Urgebirge. Man kann allerdings nicht mehr sagen, als dass sie präquartär sind.

Andesite, die mit Grünsteinen in magmatischen Verband stehen, kennt man dagegen sonst nur aus dem tieferen Urgebirge. So hat Sederholm² in der archaischen Pärnä-Formation an der Südküste Finnlands Metaandesite gefunden, die magmatisch mit alten Metabasalten verwandt sind. Eine mitgeteilte chemische Analyse eines von den Metaandesiten zeigt mit der von Porjetuoddar ziemlich grosse Übereinstimmung. Ausserdem beschreibt Sederholm einen anderen Metaandesit, der einer älteren, der Sundarö-Formation zugehört.³

Weil das Metaandesitmassiv von Porjetuoddar ungefähr im Zentrum der schalenförmig nach Süden einfallenden Grünsteinbänke der Tundren liegt und gleich wie diese mit ihren Bänken nach Süden geneigt ist, könnte man sich denken, dass der Porphyrit einem oberen Teil des Metadiabasmassivs entspricht; m. a. W. dass das Grünsteinmagma nach oben in eine andesitische Modifikation differenziert ist (siehe das schematische Profil, Fig. 12).

b. Die Zone der basischen Differentiate den Tonschieferbogen entlang.

1. Serpentinegesteine.

Wie schon oben erwähnt wurde, kann man eine eruptive Formation im Terrain verfolgen, die sich leicht von den gewöhnlichen Typen der Metadiabase unterscheidet. Es sind meistens grobkörnige schwarze, schwere Gesteine ultrabasischer Zusammensetzung, ziemlich weitgehend serpentiniert, die in einer bestimmten Zone unentwegt dem Aussenrand des Schieferbogens folgen und dieselbe stellenweise aufgeblättert haben. An der Oberfläche treten sie als ziemlich gut glazialgeschliffene Felsen hervor, die eine Art Vorstufe zum

¹ Siehe P. Eskola, On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 55. 1921. Page 11 u. f.

² J. J. Sederholm, On Migmatites and associated pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I. The Pelling Region. Bull. Comm. géol. Finl. N:o 58. Pag. 50.

³ Op. cit. Pag. 72.

eigentlichen Nordabhang der Tundren bilden. Ihre Oberfläche ist immer narben- oder pockenartig verwittert, und unregelmässig verlaufende Spalten sind zahlreich vorhanden. Letztere sind teilweise von Serpentin, teilweise von Serpentiniasbest erfüllt. Meistens sind die betreffenden Gesteine wie gesagt deutlich körnig, nur lokal kann man völlig dichte Serpentine beobachten (Kaulatunturi).

Ob die genannte Eruptivzone die ganze Strecke entlang, von Kuotsjärvi im Westen bis nach Lammasjoki im Osten zusammenhängend ist oder nicht, kann man vorläufig nicht entscheiden, weil die Moränenbedeckung meist sehr aushaltend ist. Die Breite der betreffenden Zone scheint nicht sehr bedeutend zu sein, sondern beschränkt sich wohl auf die nächste Nähe des Tonschiefers. Diese Tatsache wird auch dadurch bestätigt, dass Glazialgeschiebe weiter nordostwärts von den ultrabasischen Gesteinen sehr selten sind. Der Vorschub des Inlandeises traf nämlich den grössten Teil der betreffenden Zone in grösserem Winkeln.

Nach dem zonenförmigen Erscheinen an der Tagesoberfläche und dem konzentrisch südlichen Einfallen zu urteilen, bildet die in Frage kommende eruptive Formation wohl einen muldenförmigen Fladen, der das eigentliche Grünsteinmassiv der Petsamon Tunturit unterlagert. Die Kontaktverhältnisse zwischen den ultrabasischen Gesteinen und den Metadiabasen sind nicht näher verfolgt worden, ein Umstand, der wohl hauptsächlich durch die intensive Moränenbedeckung erklärt wird. Man bekommt jedoch den Eindruck, dass die ultrabasischen Gesteine einer etwas späteren Phase der Eruption angehören.

Über die tatsächliche petrographische Zusammensetzung der ultrabasischen Zone weiss man noch wenig. Dazu ist das eingesammelte Material viel zu mangelhaft. Nach okulären Beobachtungen scheint es aber, dass die grobkörnigen, schweren Gesteine vorwalten. Die wenigen Dünnschliffe, die bis jetzt aus verschiedenen Lokalitäten vorliegen, zeigen eine sehr weitgehende Serpentinisierung grobkörniger Pyroxen- oder Hornblendegesteine. Beinahe immer sind nämlich noch fetzenartige Überreste dieser Mineralien vorhanden. Relikte oder Pseudomorphosen von Olivin sieht man dagegen gar nicht, man weiss also nicht, ob hier ursprünglich Peridotite oder monomineralische Gesteine vorlagen.

Nebenbei hat man aber, wenigstens in dem von Tanner genau vermessenen Feld an der Nordseite des Kammikivitunturi—Ortoaive, noch anderen Typen, wie körnige, mehr oder weniger feldspathreiche,

sowie ziemlich reine Anorthosite. Über das relative Auftreten dieser Gesteine weiss man vorläufig nichts näheres.

Die grobkörnigen in Serpentin umgewandelten Gesteine, die möglicherweise einst Peridotite waren, zeigen u. d. M. eine sehr hervortretende globuläre Ausbildung des Serpentin.¹ Einer Ansteckungs-krankheit ähnlich haben sich die Kügelchen in die Primärminerale eingefressen. Die Umrisse der Kügelchen treten am besten im parallelen Licht hervor, indem ihre Ränder von sekundär ausgeschiedenem Eisenerz markiert werden. Einige erinnern an Olivinseudomorphosen. Zwischen gekreuzten Nicols sieht man ein verworrenes Aggregat von Blätterserpentin, sowohl innerhalb der Kügelchen als auch in den Zwischenräumen. In diesen letzteren sammeln sich ebenfalls Talk, Chloritschüppchen und sekundär gebildetes Eisenerz an.

Die Pyroxene, wenigstens die welche in den Tundren Onkima-tunturit und Ortoaive beobachtet wurden, sind im Dünnschliff hellrötlich gefärbt mit Auslöschung $c:c$ $42-45^\circ$. $2\sqrt{=}60^\circ$. Der optische Charakter ist +. Die einzelnen Individuen erreichen beträchtliche Dimensionen, die zwar nicht direkt gemessen werden können, weil die Serpentinisierung den Zusammenhang und die Kristallform zerstört hat. Aber zwischen gekreuzten Nicols sieht man, wie in grösseren Gruppen einzelne Flecken von Pyroxen gleichzeitig auslöschen, dass sie also kristallographisch gleich orientiert sind. Dieser Pyroxen ist offenbar ein Augit.

In den westlicheren Tundren dagegen ist das makroskopisch ganz ähnliche ultrabasische Gestein hornblendehaltig. Es liegt eine braune Hornblende vor mit Auslöschung $c:c =$ ziemlich schief.² Optischer Charakter +. Der Pleochroismus ist sehr deutlich ausgebildet mit c (braun) $\lesssim b$ (braun) $> a$ (hellbräunlich). Meistens ist diese Hornblende partiell in einen farblosen Strahlstein umgewandelt. Es ist ohne Zweifel ein Barkevikit.

Wegen der starken Umwandlung der ultrabasischen Gesteine kann man weder durch mikroskopische Studien, noch durch eine quantitative Analyse einen exakten Begriff von der primären Zusammensetzung der ersteren erhalten. Immerhin wurden von diesen Gesteinen von zwei weit auseinander gelegenen Lokalitäten folgende Analysen gemacht (Analysator: A. Zilliacus):

¹ Siehe Tafel II. Fig. 2.

² Zur Messung dieser Schiffe waren genügende Schmitte nicht vorhanden.

50. NW Seite von Kammikivittunturi (Serpentin mit Überresten von brauner Hornblende)		97. N Seite von Onkimatunturit (Serpentin mit Überresten von Pyroxen)	
SiO ₂	37.35 %	SiO ₂	34.58 %
TiO ₂	0.48 »	TiO ₂	0.67 »
Al ₂ O ₃	5.39 »	Al ₂ O ₃	5.45 »
Fe ₂ O ₃	8.22 »	Fe ₂ O ₃	6.71 »
FeO	9.70 »	FeO	12.50 »
MnO	0.28 »	MnO	0.16 »
CaO	2.60 »	CaO	2.48 »
MgO	25.86 »	MgO	27.43 »
K ₂ O	—	K ₂ O	—
Na ₂ O	—	Na ₂ O	0.45 »
P ₂ O	0.37 »	P ₂ O	0.40 »
Glühverl.	10.21 » ¹	Glühverl.	9.91 » ¹
Summe	100.46 %	Summe	100.72 %

Obwohl die beiden Proben von Stellen genommen sind, die sich in einem Abstand von 20 km voneinander befinden, fällt sofort eine sehr grosse Übereinstimmung der Analysen auf. Der Serpentinisierungsprozess hat in beiden Gesteinen ungefähr denselben Umfang erreicht, wie schon der Wassergehalt (d. h. Glühverlust) verrät.¹ Der annähernd gleich grosse Gehalt an Aluminiumoxyd in den beiden Analysen rührt wohl von Überresten von Augit- und Hornblendekörnern her.

Schon früher ist erwähnt worden, dass die grobkörnigen, ultrabasischen Gesteine durch unregelmässig verlaufende Spalten und Risse zerklüftet sind. Diese sind entweder mit grünem, dichtem Serpentin oder mit Asbest gefüllt. Diese Spalten sind in der Tat eine bei dem fraglichen Gestein sehr konstante Erscheinung. Mehrere von ihnen haben als Gleitflächen gedient, wobei Serpentinharnische entstanden sind. Aus der narbenartigen Oberfläche des Muttergesteins ragen die Serpentinadern als schmale Kämmen hervor. Da sie untereinander keine regelmässige Anordnung zeigen, sind sie nicht durch einseitigen Druck entstanden, sondern müssen wohl das Resultat von Spannungserscheinungen sein, die in Verbindung mit dem Serpentinisierungsprozess gestanden haben.

Über die Qualität und Quantität der Asbestgänge sind bisher keine näheren Untersuchungen angestellt worden, hauptsächlich weil dazu umfassende Schürfarbeiten nötig gewesen wären. Die

¹ In dem Glühverlust ist ein kleiner Gehalt an Schwefel mit eingerechnet.

Asbestgänge, die der Verfasser beobachtet hat, sind auch alle von unbedeutender Mächtigkeit und Länge. Es muss jedoch hervorgehoben werden, dass die Gänge nur wenig entblösst sind, und dass die asbestführende Zone in der Tat eine Länge von mindestens 30 km besitzt. Diese grosse Ausdehnung des Muttergesteins lässt es nötig erscheinen, zukünftig eine planmässige Untersuchung zu veranstalten.

In den dichten schwarzen Serpentinien, die innerhalb der Tonschieferzone auftreten, findet man eine andere Art von Asbestspalten. Sie sind im Gegensatz zu denen der ultrabasischen Gesteine subparallel angeordnet, anastomosieren aber gegenseitig. Ihre Zusammensetzung ist auch eine etwas andere, indem die Gangmitte von Magnetit eingenommen wird, die Salbänder dagegen von quergestelltem Faserasbest. Am deutlichsten ist diese Erscheinung in den flachen glazialgeschliffenen Felsen entwickelt, die auf den Vorstufen der Nordseite des Kammikivittunturi auftreten. Die Adern fallen hier ziemlich flach gegen SE ein. Die Serpentinische, die diese Ader trägt, ist im Tonschiefer eingeklemmt. Es lässt sich die Möglichkeit denken, dass diese Adern durch einseitigen Druck entstanden sind, wohl im Zusammenhang mit der Bildung der Tektonik des Grünsteinmassivs.

Diese magnetithaltigen Gänge wirken ziemlich stark auf die Magnetnadel, wie Törnqvist an dieser Lokalität feststellen konnte, als er mit dem Inklinator über dem Feld auf regelmässig verteilten Stellen Beobachtungen machte.

2. Doleritische Diabase und Gabbrodiabase, Pyroxenite und Anorthosite.

In der Nähe der Tonschieferzone findet man oft verschiedene Grünsteintypen, die etwas gröber struiert sind als die gewöhnlichen Metadiabase der Tundren. Sie stehen vielleicht den grobstruierten serpentinierten Gesteinen näher, die oben geschildert worden sind. Makroskopisch sind sie grünlichschwarz und körnig, oft mit wahrnehmbarer ophitischer Struktur.

Die Dünnschliffe dieser Gesteine, die ich geprüft habe, sind alle einander ziemlich ähnlich. Nur schwankt das relative Verhältnis zwischen Pyroxen und Plagioklas ziemlich beträchtlich, so dass zuweilen wahre Pyroxenite einerseits und Anorthosite andererseits entstehen können. Die Verwitterung ist in verschiedenen Typen verschieden weit vorgeschritten.

Der Plagioklas gehört meistens einem Andesin-Labrador (An_{50}) an. Er ist früher auskristallisiert als der Pyroxen, wie die Allotriomorphie des letzteren Minerals gegen die Feldspathleistchen zeigt. Die Albitlamellen sind oft ziemlich spärlich entwickelt. Zuweilen

hat die Verwitterung die Feldspäthe derart umgewandelt, dass eine Bestimmung nicht möglich ist.

Der Pyroxen ist beinahe immer frisch und zeigt gute prismatische Spaltbarkeit. Idiomorphe Ausbildung ist selten vorhanden, hauptsächlich weil, wie gesagt, die Feldspathleistchen früher auskristallisiert sind. Die Auslöschungsschiefe beträgt $c : c$ rund 40° — 45° . Der optische Charakter ist +. Zwillingsbildung nach (100) ist ziemlich selten. Im durchfallenden Licht ist das Mineral beinahe farblos oder hellbräunlich gefärbt. Es liegt also ein ähnlicher Pyroxen vor, wie in dem grobkörnigen serpentinierten Gestein in Ortoaive und in Onkimatunturi.

Die Füllmasse zwischen den Feldspathleistchen und den Pyroxenkörnern besteht grösstenteils aus sekundären Mineralien, Chlorit und Epidot sowie Strahlstein. Letzteres Mineral kann zuweilen ganz Überhand nehmen, so dass ein wahrer Strahlsteinfels entsteht, wie auf der Nordseite des Kammikivunturi.

Titaneisen dürfte auch einer der primären Gemengteile gewesen sein, ist aber beinahe völlig, allerdings unter Erhaltung der Kristallform, in Leukoxen umgewandelt worden. Bemerkenswert sind die schönen Kristallskelette, die hie und da beobachtet werden können.¹

In einem Diabas vom Gipfel einer Tundra gleich südlich von Raijoaive fand ich einen Quarzdiabas, in dem man u. d. M. beobachten kann, dass der Quarz primär und später als die Feldspathleistchen auskristallisiert ist. Die Feldspathleistchen sind äusserst verwittert, der Pyroxen dagegen klar.

Die Pyroxene schliessen zuweilen kleine Individuen von brauner Hornblende von derselben Art ein wie in den grobkörnigen asbestführenden Serpentinesteinen aus Kaulatunturi. Diese Hornblende ist mit dem Titaneisenerz eng verbunden.

Mit den Diabasen im engsten Verband stehen sicher auch anorthositische Derivate, die hie und da unweit der Tonschieferzone gefunden worden sind. Der Plagioklas ist ein An_{42-50} und tritt in breiten divergentliegenden Leistchen auf. Pyroxen ist meistens untergeordnet an der Zusammensetzung beteiligt. Er ist von derselben Art wie oben beschrieben.

Überblicken wir die Gesteinsfolge und das allgemeine Auftreten der Typen in der Nähe der Tonschieferzone, so kommen wir zu der Auffassung, dass hier höchst wahrscheinlich ein ausgezeichnetes Beispiel magmatischer Differentiation vorliegt. Aus dem grossen Diabaslopolith hat sich ein basaler Komplex ausgeschaltet, der meistens aus Gesteinen höheren spezifischen Gewichts besteht.

¹ Siehe Tafel II.. Fig- 3 u. 4.

Man hat hier also vermutlich das ultrabasische Gegenstück zur sauren Differentiationsfazies im oberen Teil des Grünsteinmassives: zum Andesit von Porjetuoddar. Diese Verhältnisse sind schematisch im beigefügten Profil (Fig. 12) dargestellt. Innerhalb der basalen ultrabasischen Magmamasse haben sich dann einzelne mehr oder weniger monomineralische Gesteinstypen ausgeschieden, wie die Pyroxenite und Anorthosite. Bei dem reichen Material, das gesammelt und den genaueren topographischen Aufnahmen, die unter Tanners Leitung gegenwärtig in der fraglichen Zone ausgeführt werden, kann man hoffen, dass in der Zukunft die Verhältnisse auch im Einzelnen geklärt werden. Der Verfasser kann deswegen an dieser Stelle die interessante Frage nicht näher behandeln.

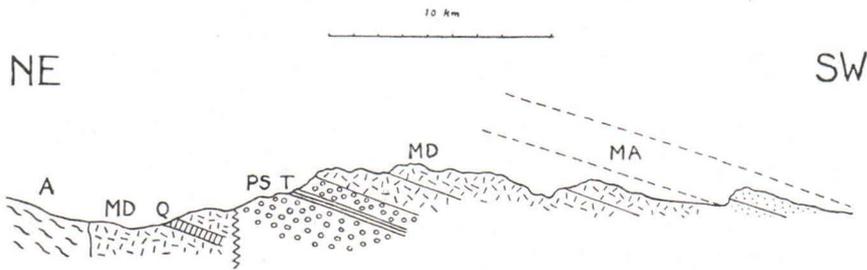


Fig. 12. Schematisches geologisches Querprofil durch die Petsamon Tunturit. Längensstab 1:300,000. Höhenmasstab übertrieben. Die relativen Höhenverhältnisse sind nur annähernd eingezeichnet. A = Urgebirge. Q = Quarzit. T = Tonschiefer. MD = Metadiabas. PS = Pyroxenite, Serpentine etc. in der basalen Magmazone. MA = Metaandesit.

Wegen späterer Dislokationen an Linien, die der nördlichen Abgrenzung der jetzigen Petsamon Tunturit ungefähr konform verlaufen, ist eine Schrägstellung des ganzen Lopoliths mit südlichem, muldenförmigem Einfallen zustande gekommen, und hierdurch ist die Tonschieferzone nebst den ultrabasischen Differentiaten an der Tagesoberfläche zum Vorschein gekommen. Das weiter nordwärts von den Tundren liegende Terrain des Grünsteingebietes hat also im Verhältnis zu den Tundren nicht nur in topographischem, sondern auch in geologischem Sinne tiefer gelegen, was auf beistehendem Profil veranschaulicht ist. In der Tat findet man gleich im Norden der Differentiationszone einen Zug von stark zerbrochenen und zerriebenen Serpentinegesteinen (im Profil durch eine vertikale Zickzack-Linie angedeutet).

Die oben skizzierten Verhältnisse magmatischer Abspaltung erinnern in der Tat viel an früher beschriebene Beispiele von Differentiationen in Gabbromassiven. Vor allem haben wir da an Süd-

bury in Canada¹, an Insizwa—Mt Ayliff in East Griqualand² und den Bushveld Complex bei Rustenburg, Transvaal³, die beiden letzteren in der Kap Kolonie gelegen, zu denken.

Der grosse Norit-Intrusivkörper von Sudbury⁴ hat an seiner Basis auf der alten Unterlage, wo bekanntlich ebenfalls Erzkonzentrationen auftreten, eine ultrabasische Zusammensetzung. Nach oben nimmt dann die Azidität der Eruptivmasse zu, indem man über den Norit in die obere »Schicht« des Mikropegmatits gelangt. Diese Abspaltung deutet auf eine sehr langsame Erstarrung des riesigen Lakkolithfladens hin, der von Sedimenten völlig überdeckt war.

In dem ganz analogen Gabbro-Norit-Intrusivkörper der Insizwa Range—Mt Ayliff in East Griqualand hat man allerdings keine so grossen Schwankungen der Azidität, wie in Sudbury. Nach du Toit⁵ erreicht nämlich der Gehalt an SiO₂ in ersterem Vorkommen an der Basis des Lakkoliths (wo die Erze auftreten) 43 %, in der Mitte der Intrusivmasse 48 % und im höchsten Teil 50 %.

Wenden wir uns schliesslich zu dem ebenfalls ziemlich ähnlichen Noritkomplex von Bushveld, Rustenburg, Transvaal, finden wir nach Wagner⁶ das schönste Beispiel einer Kristallisations-Differentiation der Schwere nach innerhalb einer Magmamasse. Dieser Lopolith ist nämlich in eine Serie Gesteinsglieder aufgespaltet, die nach dem spez. Gewicht »geschichtet« sind. Demgemäss liegt unten ein pyroxenitischer Olivinnorit (sp. G. 3,21) dann folgt Bronzilit (erzführend), dann Anorthosit etc. und weiter nach oben Norit (sp. G. 2,90) der im höchsten Teil von Syenit (sp. G. 2.8) abgelöst wird.

3. Magmatische Sulfiderzkonzentrationen. Imprägnation von Kiesen in der Tonschieferzone.

Wie oben kurz erwähnt, findet man die Tonschieferzone beinahe in ihrer ganzen Länge von Kiesmineralien mehr oder weniger imprä-

¹ A. P. Coleman, The Sudbury Nickel Field. Report. Bureau of Mines. Ontario. Canada. 1905.

A. E. Barlow, Rapport sur l'origine, les relations et la composition géologiques des gisements de nickel et de cuivre de la région minière de Sudbury. Canada. Ministère des Mines. Div. Comm. géol. Ottawa.

² Alex. L. du Toit, Geological Survey of the Copper-Nickel Deposits of the Insizwa, Mount Ayliff, East Griqualand, Cape of Good Hope. Department of Mines. Fifteenth Ann. Rep. Geol. Comm. 1910. Cape Town 1911. Pag. 125.

³ Percy A. Wagner, On magmatic Nickel Deposits of the Bushveld Complex in the Rustenburg District, Transvaal. Pag. 79.

⁴ A. E. Barlow. Op. cit. Pag. 85 u. f.

⁵ Alex. L. du Toit, Op. cit. Pag. 141.

⁶ Percy A. Wagner, Op. cit. Chapter IV. Pag. 77.

niert. Dieser Umstand hat zur Folge, dass die entblössten Felsen des Schiefers beinahe überall stark limonitisch gefärbt sind. Man kann die rotbraunen Bergflächen im Terrain ohne Schwierigkeit verfolgen. Wo die sekundäre Schieferung nicht sehr intensiv ausgebildet ist, hat der Schiefer eine glatte Oberflächenkruste aus Limonit, in der sogar die glazialen Schrammen noch deutlich hervortreten. In den geschieferten Abarten hat aber die Verwitterung eine intensive Aufblätterung zustandegebracht, welche gerade durch die Zersetzung der Eisenkiese gefördert worden ist.

Der am häufigsten vorkommende Kies ist, wie es scheint, Magnetkies, untergeordnet Schwefelkies. Wo grössere Konzentrationen des erstgenannten Minerals vorhanden sind, tritt ausserdem noch dazu Kupferkies auf.

Diese Kiesimprägung folgt offenbar mehr oder weniger der primären Schichtung des Tonschiefers und dabei hauptsächlich den grobkörnigeren und quarzreicheren Abarten desselben. In den geschieferten Abarten sieht man aber, wie die Imprägung den Schieferungsflächen folgt, wobei zuweilen makroskopisch gut sichtbare Kiesbänder wahrnehmbar sind (z. B. in der Tundra Mattert, N. Seite). Die dichtesten (felsitischen) schwarzen Gesteine, welche den Tonschiefer begleiten, sind dagegen oft durch die ganze Masse, jedoch ungleichmässig, mit Kieskörnern imprägniert.

Erzkonzentrationen von Magnetkies—Kupferkies (mit spärlich Pyrit) sind bis jetzt nur von wenigen Stellen bekannt geworden (1925). Die erste Fundstätte, die von Törnqvist im Jahre 1921 in der Talschlucht von Kotseljok entdeckt wurde, ist eine schmale Ader von Magnetkies mit etwas Kupferkies und folgt einer Bruchfläche in einer tektonisch sehr zerriebenen Serpentin-scholle. Andere später gemachte Funde liegen am Nordrand der Tundren ungefähr im gleichen Niveau und schliessen sich der Schieferzone eng an. Sie sind von Tanner im Einzelnen vermessen und nach okulärer Untersuchung beschrieben worden.¹ Das bedeutendste bis jetzt bekannte Vorkommen liegt am Nordfuss des Kammi-kivitunturi (Kamkergetuoddar auf Tanners Karte) näher zur Senke, die die genannte Tundra vom Ortoaive trennt. Hier tritt das Erz in Serpentin auf, unter dem schräg Tonschiefer lagert. (Der Schiefer mit dem Erz fällt gegen Süden ein). Am reinsten ist das Erz in der Nähe der Kontaktfläche des Schiefers (Tanners »Substraterz«). Nach oben, d. h. mit zunehmendem Abstand vom Schiefer, wird das Erz immer ärmer und vermischt sich mit dem Serpentin. Dies letztere

¹ V. Tanner, Undersökningsexpeditionen till Petsamo fjällen. Rapport in Vuosikertomus, Årsberättelse 1924 Geol. Komm.

Gestein nimmt schliesslich ganz Überhand. Es ist hier also offenbar, dass der Serpentin (der Peridotit) das Muttergestein des Kiesvorkommen ist, mit anderen Worten, dass die Kiesmasse sich durch magmatische Differentiation angereichert hat. Nebenbei kommt auch ein Erz anderer Art vor. Tanner unterscheidet nämlich zweierlei Arten von Kieserz: erstens ein »Substraterz«, hauptsächlich aus Magnetkies bestehend, und wie oben gesagt entstanden. Etwas Kupfererz tritt in diesem Erz noch hinzu. Der Gehalt an Nickel ist ziemlich bedeutend über 5 %. Zweitens trifft man ein viel kupferreicheres Erz, das in Gangform das »Substraterz« durchsetzt und überhaupt Füllmass von Rissen und Sprüngen bildet. Dies Erz ist also das relativ jüngere. Es sendet auch Adern in das umgebende Gestein hinein. Wo Reibungsbrekzien vorhanden sind, werden sie von diesem Erz zusammengekittet.

Die Erzmasse in Kammikivitunturi hat eine maximale Mächtigkeit von über 5 und eine von Tanner abgeschätzte Länge von 50 oder höchstens 75 m. Das Erz keilt sonach nach den Seiten zu aus. Diese Linse fällt 35°—40° nach Süden ein, d. h. konkordant zum Tonschiefer.

Die Analyse einer Generalprobe aus der Erzmasse von Kammikivitunturi ergab folgende Zusammensetzung:

Fe	39.95 %
Ni	5.24 »
Cu	3.08 »
S	19.33 »

Der Gehalt an Kupfer ist aber in der Erzmasse wie gesagt, sehr ungleichmässig verteilt.

Es mag hier von Interesse sein zum Vergleich eine Analyse des ziemlich analogen Magnetkies—Nickelkiesvorkommens im Bushveld Komplex, Transvaal¹ anzuführen:

Sulfiderz, Vlakkfontein, Bushveld:

Fe	40.05 %
Ni	4.15 »
Cu	0.80 »
S	28.00 »

Dies Erz ist nach dem interessanten Rapport von Wagner zu urteilen ganz schwach magnetisch, dermassen, dass die magneto-

¹ Percy A. Wagner, Magmatic Nickel Deposits of the Bushveld Complex. Pag. 118.

metrische Methode zum Aufsuchen des Erzes sich, ganz wie in Petsamo, als unbrauchbar erwiesen hat. Dagegen ist der magnetitführende Serpentin an beiden Orten viel stärker magnetisch.¹

Das mittel von 14 Analysen aus dem Insizwa Grubenfeld in East Griqualand² zeigt folgendes Verhältnis:

Ni	3.8 %
Cu	4.1 »

Ferner mögen zum Vergleich einige Mittel von Analysen aus Roherz von Copper Cliff, Sudbury³, hier angeführt werden:

1. Mittelwert von 9 Analysen aus den Minen Evans und Stobie:

Ni	2.38 %
Cu	6.44 »

2. Mittelwert von Analysen aus Copper Cliff Mine:

Ni	3.69 %
Cu	6.24 »

Der Erzkörper am Kammikivitunturi ist wohl an der Oberfläche schon genau vermessen, und zahlreiche Proben davon sind bereits gesammelt worden. Solange aber keine Bohrkerne vorliegen, sondern nur Belegstücke von der Oberfläche, kann selbstverständlich keine allseitige petrographische und chalkographische Untersuchung vorgenommen werden. Herr Professor L. H. Borgström hat jedoch gütigst einige der genannten Oberflächenproben, mit solchen aus Kaulatunturi ergänzt, in dieser Hinsicht untersucht, welche offenbar die wichtigsten Erztypen darstellen. Der von Borgström gegebene Bericht lautet folgendermassen:

DAS PETSAMO NICKELERZ: EINIGE CHALKOGRAPHISCHE BEOBACHTUNGEN.

N:o 65. V. T. 1924. Kammikivitunturi. — Das Nickelerz stellt eine feinkörnige, sehr deutlich parallelstruierte Mischung von Magnetkies, Kupferkies und etwas Pentlandit dar, worin nichtmetallische Minerale ganz regellos als rundliche Körner, oft von grösseren Dimensionen als die metallischen Mineralindividuen auftreten.

¹ Op. cit. pag. 120.

² Alex. L. du Toit, Geological Survey of the Copper-Nickel Deposits of the Insizwa, Mt Ayliff, East Griqualand. Pag. 119.

³ A. E. Barlow, Gisements de Nickel et de Cuivre de la Region minière de Sudbury. Pag. 119.

Der Kupferkies nimmt ungefähr 20 % vom Areal des Anschliffes ein, unmetallische Minerale c:a 15 %, Pentlandit nur einige Prozent. Der Rest ist Magnetkies (c:a 60 %). Korngrösse = 0.05—0.1 mm.

N:o 71. V. T. 1924. Kammikivitunguri. — Was die Korngrösse betrifft, liegt die Probe zwischen den oben beschriebenen. Die Schlißfläche zeigt eine deutliche Strukturrichtung insofern, als alle metallischen Mineralkörner in einer Richtung stärker in die Länge gezogen sind, als in den anderen, sowie dadurch, dass mehrere Körner desselben Minerals sich oft in der schon auf andere Weise hervortretenden Längsrichtung hintereinander anordnen.

Korngrösse der metallischen Minerale = 0.1—0.5 mm. Arealprozent: Kupferkies 8 %, Pentlandit 20 %, nicht metallische Minerale 8 % und Magnetkies 64 %.

N:o 77. V. T. 1924. Kammikivitunguri. — Der Anschliff hat etwas gröberes Korn als der vorherige (N:o 65), nämlich 0.1—1 mm. Besonders schön treten die Pentlanditkörner hervor, die oft einen Durchmesser von nahezu 0.5 mm erreichen. Dies Mineral scheint grössere Neigung zu besitzen, isometrische Körner zu bilden, als die anderen Minerale. Der Pentlandit zeigt besonders stark entwickelte oktaedrische Spaltbarkeit.

Die gerundeten Körner und Klumpen der nichtmetallischen Minerale sind oft gleichsam an den Kanten zerfressen.

Der Pentlandit-reiche Anschliff ergab bei der Arealmessung: Kupferkies 4 %, Pentlandit 23 %, nichtmetallische Minerale 12 % und Magnetkies 61 %.

N:o 14. V. T. 1925. Kaulatunturi. — Der Anschliff besteht aus feinkörnigem Magnetkies mit etwas Kupferkies und Pentlandit. Hie und da sieht man grössere rundliche Körner von Pentlandit mit über 1 mm im Durchmesser. In unmittelbarer Nähe derselben beobachtet man auch Anreicherung von Kupferkies. Die nichtmetallischen Minerale bilden runde Klumpen, die man sich als die letzten Reste einer Brekzie vorstellen kann.

N:o 18. V. T. 1925. Kaulatunturi. — Die Probe zeigt eine Brekzie von nichtmetallischen Bruchstücken mit einer Zwischenmasse von Kupferkies, Magnetkies und Pentlandit. Die metallischen Minerale sind auch auf Sprüngen in den Bruchstücken eingedrungen und haben sie ausnahmsweise ganz durchwoben oder gleichsam zerfressen.

Die Struktur der Kiesmasse ist bedeutend gröber als in den früher untersuchten Proben und kann man mit blossem Auge mehrere mm grosse Partien von Kupferkies, Magnetkies und Pentlandit unterscheiden, wobei das letztgenannte Mineral vor allem an seiner bezeichnenden oktaedrischen Spaltbarkeit zu erkennen ist. Der Kupferkies scheint häufig die anderen Minerale zu umgeben. Dies braucht jedoch nicht notwendigerweise zu bedeuten, dass das Mineral jünger als die anderen Bestandteile ist, sondern beruht wohl hauptsächlich darauf, dass der Kupferkies in grösseren Mengen auftritt. An einigen Stellen sieht man Magnetkies-Äderchen, welche Kupferkiesflecken durchsetzen, an anderen Stellen wiederum trifft man Kupferkies als Adern im Magnetkies.

Eine ganz annähernde Abschätzung der Arealprocente im Anschliff ergab: nichtmetallische Minerale 65 %, Kupferkies 20 %, Magnetkies 10 % und Pentlandit 5 %.

Mineralogisches Institut der Universität, Helsingfors, im Februar 1926.

L. H. Borgström.

Diese Mitteilung vom Vorkommen des Pentlandits im Kieserz von Petsamo ist interessant schon deshalb, weil die anderswo auftretenden Nickelerze ebenfalls Pentlandit führen. Dieses Mineral scheint der eigentliche Träger des Ni-Gehaltes zu sein. Die von Campbell und Knight¹ ausgeführten chalkographischen Untersuchungen an Erzen von Sudbury, Flaad, Erteli (Norwegen), Sohland (Sachsen), St. Stephen (N. B.), Lancaster Co (Pa) zeigen, dass die betreffenden Erze wesentlich aus Magnetkies bestehen, der später ausgeschiedenen Pentlandit sowie Kupferkies führt. Zuweilen liegen in der Erzmasse früher ausgebildete Körner von Magnetit und Silikatmineralien, die allerdings später etwas korrodiert worden sind.

Die Nickelerze von Südafrika (East Griqualand und Transvaal) führen nach Du Toit² und Wagner³ ebenfalls Pentlandit zusammen mit Magnetkies und Kupferkies.

Die Kristallisationsfolge der verschiedenen Komponenten ist betreffs des Petsamo-Erzes noch nicht festgestellt worden. Nach den Erfahrungen an den ausländischen Erzen ist sie die folgende: Magnetkies, Pentlandit, Kupferkies. In Bezug auf das Vorkommen von Insizwa (East Griqualand) hebt Du Toit dagegen hervor, dass die Succession bei der Verfestigung der drei Komponenten umgekehrt sei⁴.

Durch okuläre Beobachtungen ist, wie oben gesagt, festgestellt worden, dass das Petsamo-Sulfiderz allmählich in das umgebende serpentinosse Gestein übergeht. Dünnschliffe zum näheren Studium dieser Übergänge liegen bis jetzt noch nicht vor, mit Ausnahme von einem Muster, das eine typische poikilitische Erzstruktur zeigt (»poikilitic ore«): Körner von Silikatmineralien liegen in der Sulfidmasse eingebettet. Dieser Typ vermittelt den Übergang vom kompakten Erz (»solid ore«) zum Erz mit viel Gesteinsmaterial (»disseminated ore«).

Die Erzmasse des poikilitischen Übergangstypus (siehe die Mikrophoto. 5 u. 6 Tafel II) zeigt Körner von Magnetit in Magnetkies. Die »poikilitischen« Silikatkörner, die in dem vorhandenen Dünnschliff quantitativ beinahe überwiegen, sind sämtlich kristallographisch

¹ W:m Campbell and C. W. Knight, On the Microstructure of nickeliforous Pyrrhotites. Econ. Geol. Vol. II. 1907. Pag. 350.

² Alex. L. du Toit, Geol. Survey of the Copper — Nickel Deposits of the Insizwa, etc. The character of the Insizwa ores, pag. 118. The genesis of the ores, pag. 136.

³ Percy H. Wagner, Magmatic Nickel Deposits of the Bushveld Complex. Petrography of the ore, pag. 111. Paragenesis of Pyrrhotite, Pentlandite and Chalcopyrite, pag. 119.

⁴ Op. cit. pag. 138.

begrenzte Pseudomorphosen nach Olivin. Die Umwandlungsprodukte sind Talk in winzigen, oft radial gestellten Schüppchen, sowie randlich ein grünlicher, kaum doppeltbrechender Serpentin. Ausserdem werden die Pseudomorphosen von bogenförmig verlaufenden Sprüngen durchzogen, die mit grünlichem Serpentin, sowie mit Magnetit ausgefüllt sind.¹

Diese idiomorph begrenzten Pseudomorphosen nach Olivin sind von Interesse, weil das letztgenannte Mineral sonst niemals in den umgebenden serpentinischen Gesteinen und Diabasen nachgewiesen worden ist. Falls er einst vorhanden war, ist er der Umwandlung anheimgefallen. In dem poikilitischen Typ ist dagegen die Kristallform durch die schützende Erzmasse erhalten geblieben. Das primärmagmatische Spaltungsprodukt war also hier Olivin + Magnetkies + Magnetit. Das zuletzt genannte Mineral ist jedoch wohl teilweise sekundärer Entstehung, wie die mit Magnetit ausgefüllten Risse in den Pseudomorphosen zeigen.

Zur Genesis der Erze.

Die Substraterzkonzentrationen sind, wie gesagt, offenbar als magmatische Differentiationsprodukte des peridotitischen (?) jetzt beinahe völlig serpentinierten Gesteins zu deuten. Diese Konzentrationen haben sich an den Grenzflächen des Tonschiefers angereichert, entweder im Hangenden oder im Liegenden. Ausserhalb der Serpentinzone sind solche Konzentrationen nicht beobachtet worden. Das Muttermagma des Substraterzes ist also nicht der gewöhnliche Tundragrünstein (der Metadiabas) sondern seine ultrabasischen Abspaltungsprodukte. Da die Tonschieferzone bei der Ansammlung der Kiese eine orientierende Wirkung ausgeübt hat, ist es dazu gekommen, dass die Kiese im Grossen dem Tonschiefer konform verlaufen. Durch spätere Störungen haben sich allerdings mancherlei Unregelmässigkeiten herausgebildet; für das Erzsuchen ergibt sich aber immerhin ein Leitfaden, nämlich der Tonschiefer, oder besser gesagt, dessen Kontaktlinien mit den umgebenden Eruptiven.

Da die Zone der ultrabasischen Gesteine an der Tagesoberfläche nur eine unbedeutende Breite besitzt, ist es klar, dass die Kieskonzentrationen ebenfalls keine besonders grosse Mächtigkeit erreichen können. Eine andere Frage ist aber, ob die ultrabasische Magmaschicht nach innen, d. h. im Fallen anschwillt. Wenn dies der Fall sein sollte, wäre wohl die Möglichkeit vorhanden, dass auch die Erze in dieser Richtung quantitativ zunehmen.

¹ Siehe Tafel II, Fig. 5 u. 6.

Wie Vogt¹ schon längst in Bezug auf die norwegischen Vorkommnisse vom nickelhaltigen Magnetkies hervorgehoben hat, sammeln sich die Erzkörper immer in der Nähe der Grenzfläche zwischen dem Muttergestein (Norit) und den durchbrochenen älteren Gesteinen an. Dasselbe Verhältnis trifft man immer wieder in allen bekannten ähnlichen Vorkommnissen der Welt. In dem bekanntesten Fall, Sudbury in Canada,² befindet sich das Erz an der unteren Grenzfläche des grossen Noritfladens und vorzugsweise dort, wo das eruptive Gestein Einbuchtungen in die Unterlage bildet. Im Vorkommen von Insizwa — Mt Ayliff in East Griqualand ist der Magnetkies durchgehend an der unteren Kontaktlinie des dortigen Gabbro — Noritmassivs gegen die liegenden Beaufort Beds ange-
troffen worden³. Diese Kontaktlinie verläuft in einem grossen, gegen Norden offenen Bogen⁴ und die Grenzfläche zwischen Eruptiv und liegenden Sedimenten fällt regelmässig 25°—30° nach innen. Diese Verhältnisse erinnern also auffallend an die von Petsamon Tunturit beschriebenen. Der Bogen in Insizwa rührt wie im letzteren Fall daher, dass der basische Intrusivkörper einen flach muldenförmig gebogenen Fladen bildet. Ausser im Eruptiv selbst ist das Erz der Insizwa Range auch in den am nächsten liegenden Teilen der Unterlage (Beaufort Beds) eingesprengt, jedoch kaum mehr als einige Fuss von der Grenzfläche entfernt. Dass die Erzausscheidungen hier ebenso wie in den norwegischen Vorkommen und in Sudbury magmatischen Ursprungs sind, geht schon aus dem Umstand hervor, dass kontinuierliche Übergänge zwischen Eruptiv und Erz vorhanden sind.

Im Bushveld Complex von Rustenburg, Transvaal tritt der Magnetkies in etwas anderer Art auf⁵. Er sammelt sich dort in einer Zone an, die innerhalb des Lopolithkörpers liegt, ca 4,000 Fuss von der unteren Grenzfläche entfernt. Diese Zone ist auch nicht so kontinuierlich wie in Sudbury und in der Insizwa Range. Die Erzkörper sind vollständig isolierte Massen, innerhalb deren der Erzgehalt erheblich schwankt. Sie liegen auch nicht konform der

¹ J. H. L. Vogt, Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivmagmata. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1893. Pag. 130.

² A. E. Barlow, Gisements de Nickel et de Cuivre de la Région minière de Sudbury. Pag. 128.

³ Alex. L. du Toit, Geol. Survey of the Copper — Nickel Deposits of the Insizwa, Mt Ayliff, East Griqualand. Pag. 118.

⁴ Op. cit. Karte.

⁵ Percy A. Wagner, Magmatic Nickel Deposits of the Bushveld Complex. Pag. 90.

sonst ausgeprägten Pseudostratifikation des Bronzitits. Dass das Erz magmatischer Entstehung ist, ersieht man schon daraus, dass oft Übergänge zum umgebenden Eruptivgestein vorhanden sind.

c. Metamorphe Derivate lokaler Ausbildung.

1. Die amphibolitisierten Typen an der Westgrenze des Grünsteingebietes (Pasvik).

Wie schon kurz erwähnt, findet man nahe an der Westgrenze des Grünsteingebietes gegen die Gesteinskomplexe des Urgebirges teils massige, teils schiefrige, völlig amphibolitisierte Abarten der Diabas-Serie. Ihre nähere Ausbreitung und ihr Verhältnis zu den dichten propylitisierten Typen der Tundren ist noch nicht festgestellt. Unten wird nur eine ganz kurze Beschreibung der eingesammelten Typen gegeben. Im Ganzen liegen 7 verschiedene Dünnschliffe derselben vor. Fangen wir mit der nördlichsten Fundstelle an.

In dem bedeutenden Wasserfall Saarikoski zwischen Björnevand und Töllevinjärvi (Klistervandet) findet man ein querstreichendes dunkelgraues, schiefriges Gestein mit seidenglänzenden Schieferungsflächen. U. d. M. sieht man allerdings keine Paralleltexur, nur gewundene Streifen zerriebener Gesteinsmasse treten auf. Sonst sind die Hauptminerale Plagioklas und grünliche Hornblende mit $c:c = 17^\circ$ und mit schwachem Pleochroismus: $c > b > a$ (hellgrünlich — farblos). Daneben treten Biotit und Epidotkörnchen (Klinozoisit) auf. Erz ist nicht zu sehen. Die primäre ophitische Struktur tritt noch in den divergentliegenden Plagioklasleistchen zum Vorschein, obwohl die länglich ausgebildete Hornblende vieles überdeckt. Es steht wohl ausser Zweifel, dass das letztgenannte Mineral sekundärer Entstehung ist. Die Schieferung ist aber später ausgebildet wie die Hornblende.

Wandert man von Töllevi in der Richtung nach Salmijärvi der Telegraphenlinie entlang, hat man bei km 57 Felsen, die aus einem massigen amphibolitisierten Diabas bestehen. Im Handstück ist das Gestein grünlichgrau und kleinkörnig. Mikroskopisch sieht man die ursprüngliche Diabasstruktur noch ganz undeutlich. Der Plagioklas ist sehr von späteren Epidotbildungen getrübt. Die Hornblende ist schwach grünlich mit Pleochroismus c (hellgrünlich) $> b$ (gelblich) $>$ (farblos). $c : c = 17^\circ$. Sekundär treten Kalkspath und Leukoxen (?) auf.

Noch weiter nach Süden an demselben Wege, wo die Linie an einer Bucht des Kuotsjärvi vorbeistreicht, hat man Felsen

eines grobkörnigeren, völlig massigen Amphiboldiabases oder eher eines Amphibolits. Mikroskopisch sieht man eine durch Druck etwas deformierte Textur, die von Hornblende, (hellgrünlich und etwas pleochroitisch), sowie von einem umgewandelten Plagioklas zusammengesetzt wird. Die Hornblende ist aus Pyroxen hervorgegangen. Nebenbei tritt brauner Glimmer und Kalzit und beinahe völlig in Leukoxen umgewandelter Ilmenit auf. Im Dünnschliff sieht man ausserdem mehrere leere Räume, die teilweise beim Schleifen entstanden sind. Es handelt sich wohl um Mandeln, die mit einer isotropen Substanz gefüllt waren und von denen sich etwas noch erhalten hat.

Der Bergrücken Maarianharju («Hario» der norwegischen Karte), wo am Nordende des Salmijärvi ein Triangelpunkt des Finnl. Landesvermessungsamtes sich befindet, besteht ausschliesslich aus Amphiboliten, teils völlig massig und ziemlich grobkörnig, teils geschiefert und mit Resten von Mandeln. Die Felsen tauchen steil ins Wasser des Pasviks. Dem Strande gegenüber, auf der norwegischen Seite, treten alte Mischgesteine des Urgebirges zu Tage. Die Amphibolite liegen deshalb ganz nahe an der Kontaktlinie zum Urgebirge. Etwas östlicher vom Bergrücken findet man massigen Amphibolit noch in den Felsen bei Paananen, im Dorfe Salmijärvi.

Ein Muster vom massigen Amphibolit des genannten Bergrückens (von Frosterus 1903 gesammelt) ist recht grobkörnig, während ein anderes Stück von derselben Lokalität (vom Verfasser mitgebracht) schon beträchtlich feinkörniger ist. U.d.M. sieht man eine hochmetamorphe Amphibolitstruktur, mit überwiegend Hornblende gegenüber Plagioklas. Die Hornblende ist stärker pleochroitisch als in den früher beschriebenen Typen mit c (blaugrün) $>$ b (braungrün) $>$ a (gelblich grün bis farblos). Daneben erscheint Biotit sowie Eisenerz. Der Plagioklas ist mit Epidotmikroliten gefüllt. Der geschieferte Amphibolit erweist sich mikroskopisch als ein ausgeprägt dynamometamorphes Produkt, entstanden nach der Amphibolitisierung. Die Hauptmineralien sind hellgrünlicher Amphibol ($c : c = 18^\circ$) sowie sehr viel Epidot (Klinozoisit) in kleineren Individuen. Dazu kommen Plagioklas, Quarz und Biotit. Auch zu länglichen Augen ausgezogene Mandeln kommen vor, die mit feinkörnigem Quarz gefüllt sind.

Auf der gegenüberliegenden Seite der Wasserstrasse von Salmijärvi, am Nordende des sog. Savirannanvaara, trifft man wieder Amphibolit, hier in Kontakt mit altem Gneissgranit, der den Hauptteil der genannten Vaara aufbaut. Dieser Amphibolit ähnelt ganz demjenigen aus der Nähe von Paananen.

Südwärts von Salmijärvi an der Telegraphenlinie von Mörsäri nach Porojärvi trifft man verschiedene, meistens geschieferte Grünsteintypen, die wohl alle ebenfalls amphibolitisiert sind. Ein Muster aus niedrigen Felsen halbwegs zwischen den genannten Orten zeigt einen ausgeprägten Amphibolitschiefer. Mikroskopisch sieht man eine ebenso deutliche Paralleltexur mit länglichen Individuen von ziemlich kräftig pleochroitischer Hornblende (grasgrün—blaugrün). Der Plagioklas ist ganz granuliert, aber klar. Man befindet sich wohl hier schon in der Dislokationszone, die über Hakoköngäs (Skogfossen) vorbeistreichet und den dortigen Kalkphyllitschiefer geschaffen hat (siehe unten Pag. 86).

In der Nähe von Mörsäri traf Frosterus einen 5 m breiten Gang von Amphibolit, der den dortigen Gneissgranit durchschneidet. Der Gang streicht ung. in N S, also ziemlich parallel zum Gneissgranit. Mikroskopisch hat man einen massigen Amphibolit vor sich mit grüner Hornblende in divergentliegenden Leisten und unregelmässigen Körnern. Daneben sieht man Biotit und Plagioklas in kleineren rundlichen Körnchen. Kalzit kommt in grösseren Individuen vor. Die Hornblende zeigt Pleochroismus c (blaugrün) $> b$ (braungrün) $> a$ (hellgelblich). $c : c = 15^\circ$.

2. Dynamisch deformierte und umkristallisierte Grünsteine.

Im allgemeinen sind die Typen innerhalb des grossen Grünsteingebietes, wie schon hervorgehoben wurde, von orogenetischen Druckwirkungen beinahe unberührt geblieben. Nur teilweise sind, an einige Dislokationszonen gebunden, Schieferungen und Pressungen zustande gekommen. Ein durch Überschiebung nach NW stark zerriebener Grünstein kommt, wie gesagt, bei Kalkki-pahta (Kuotsjärvi) vor, wo eine Grünsteinscholle schräg über dem Dolomit liegt.

Ein Muster vom Gestein gleich oberhalb der tektonischen Kontaktfläche am Dolomit ist stark schiefrig, dunkelgrau und lässt sich mit dem Messer leicht kratzen. Mikroskopisch sieht man eine ausgeprägt planschiefrige Textur von feinem Korn, in welcher Augen und Linsen von Kalzit und grüner, faseriger Hornblende hervortreten. Die Hauptmasse besteht aus schwach grünlichem Strahlstein, aus Quarz und Erzkörnchen, letztere sehr dicht eingemengt und gleichmässig durch die Schiefermasse verteilt. Es scheint als ob die Gesteinsmasse erst nach der Schieferung mit Erzkörnern imprägniert worden wäre. Einige von den »Augen« bestehen aus Quarzkörnchen.

Nach einem allerdings nicht genügenden Beobachtungsmaterial zu urteilen treten in der unmittelbaren Nähe der Tonschieferzone der Petsamon Tunturit ähnliche gepresste und geschieferte Grünsteine auf. Abgesehen von den geschieferten Typen in der Nähe von Pitkäjärvi (Pasvik, s. u.) findet man, der Tonschieferzone nach NE folgend, unweit Pasretski (S von Kuotsjärvi) ebenfalls geschieferte Grünsteine, wo Streichen und Fallen konform der letzteren verlaufen. Die Druckwirkungen können ziemlich weit nach Osten von Pasretski verfolgt werden, z. B. in Ankimvaara nahe an Sonjoki, wo der Grünstein in N 60°—70° E streicht und nach SSE einfällt. Die Schieferung wird teilweise durch eine Art lentikulärer Struktur mit Quarzlinsen markiert.

In der Nähe des kleinen Gebirgssees Säräslampi (am Fuss des Gipfels Säräslaki gelegen), also ziemlich weit abseits von der Tonschieferzone, fand ich gleichfalls einen geschieferten Grünstein.

Im Norden der Tonschieferzone, unweit von Kolosjoki, also am Fuss der hohen Tundren, traf ich eine anscheinend recht breite Zone einer Grünsteinbreckzie, die mit Kalzitzement verkittet ist. Sie zieht ungefähr parallel der Tonschieferzone hin und wird im Norden von massiven feinkörnigen Grünsteinen begrenzt. Ganze Berghügel bestehen aus dieser Breckzie (Siehe das Profil Fig. 12).

Lokale Schieferung des Grünsteins trifft man unmittelbar südlich von der Arkose-Konglomeratzone von Pikku Kolosjoki.

In der Nähe des Tonschiefers von Kammikivitunturi sind die Gesteine eruptiven Ursprungs, wie erwähnt, von sehr wechselnder Beschaffenheit. Manche von ihnen sind völlig massig, auch unmittelbar am Schiefer, andere wiederum sind mehr oder weniger stark geschiefert, und ähneln dabei ganz dem Schiefer selbst, so dass man manchmal nicht weiss, wo das sedimentäre Gestein aufhört und das eruptive beginnt. Dazu kommt noch der Umstand, dass sowohl der Tonschiefer als auch der druckschiefrige Grünstein mit Eisenkies imprägniert und folglich beide stark limonitverwittert sind.

Gehen wir weiter nach E und SE der Tonschieferzone folgend, finden wir gepresste Grünsteine wieder im nördlichen Teil der Onkimatunturit, gleich südlich von der Zone. Von hier aus gegen NE findet man in der Nähe des Dolomitzuges von Arvedemjaur ähnliche druckmetamorphosierte Typen, allerdings nur als Geschiebe, die aber lokalen Ursprungs sind.

Am Petsamonjoki, gleich oberhalb Moskova sieht man ebenfalls geschieferte Grünsteine neben massigen. Jenseits des Flusses zeigt ein Dolomitzug (s. o.) starke Pressungserscheinungen, die wohl mit den obenerwähnten gleichaltrig sind. Dasselbe gilt vielleicht auch

von dem Grünschiefer, der auf der Nordseite des Berges Spassitel'naja Gora oder Trifononpahta auftritt und eine lokale Umwandlung des dortigen alten Uralitdiabases (oder Gabbrodiabases) darstellt, der allerdings ziemlich weit von der nördlichen Kontaktlinie des Grünsteinmassivs liegt.

Im innern der Tundren kann man hie und da lokale Schieferungen an solchen Stellen vermuten, wo die Nordabhänge Hakenbildungen zeigen. Es ist möglich, dass die Aufteilung der Grünsteinmasse in Bänke zum grossen Teil durch solche Schieferungsflächen bedingt ist.

Im südwestlichen Teil des Grünsteingebietes, d. h. in der Umgebung von Pitkäjärvi, findet man vor allem z. T. sehr stark gepresste Typen. Es scheint als ob sie gegen den Komplex alter Hornblende-schiefer etc. im Süden gepresst seien, wohl im Zusammenhang mit orogenetischen Bewegungen, die diesen Teil des Grünsteinmassivs besonders kräftig getroffen haben.

Die gepressten Gesteine treten in zwei verschiedenen Zonen auf, durch einen Gürtel von massigen Grünsteinen getrennt. Die südlichere grenzt unmittelbar an den alten Schieferkomplex im Süden. Die nördlichere Zone verläuft über die Gegend von Hakokoski (Skogsfossen) nach Porojärvi hin und dann wahrscheinlich weiter nach E. Die Streichrichtungen der geschieferten Gesteine wechseln, meistens überwiegt jedoch die WNW:liche Richtung.

Die gepressten Typen der Grünsteine der südlicheren Zone sind Chlorit-Talkschiefer im extremsten Falle; daneben trifft man aber auch halb geschieferte Abarten sowie Brekzienschiefer mit chloritisierten Harnischflächen.

Ein Muster von der Ostseite von Pitkäjärvi aus der zweiten Landzunge gegen Norden vom Gasthaus ist ein grauschwarzes, schiefriges, feinkörniges Gestein, das sich mit dem Messer kratzen lässt. U. d. M. sieht man eine nicht sehr hervortretende subparallele Textur. Die Hauptminerale sind ein saurer, nicht lamellierter Plagioklas mit lappigen Umrissen, Chlorit, Kalzit und Epidot, sowie unregelmässig begrenzte Erzkörner. Kalzit tritt in grösseren Individuen in der Form von Augen auf. Das Gestein stellt das Resultat einer hochgradigen Metamorphose dar.

In der nördlicheren geschieferten Zone hat man ganz ähnliche Gesteine. Dasjenige im Wasserfall Hakoköngäs (Pasvik) ist ein Kalkphyllit, nicht sehr ausgeprägt schiefrig und von dunkelgrauer Farbe. Das Gestein streicht in N 80° W und fällt 30°—45° gegen N ein. Der Wasserfall wird durch die hier quer über den Flusslauf streichenden Gesteinsbänke bedingt. U. d. M. sieht man dicht auf einander folgende gewundene Streifen von Kalzit, Chlorit und

Plagioklasflittern nebst grauem Staub von Epidot. Dazu kommt noch etwas sekundär ausgeschiedenes Erz. Vereinzelte Körner von Quarz treten ebenfalls auf.

Gleich im Norden von den Fällen ist das Gestein schon mehr massig.

Geht man vom Nordende des Pitkäjärvi-Sees gegen ESE, trifft man näher zum Porojärvi wieder auf mehr oder weniger stark geschieferte Grünsteine, die offenbar mit dem Hakoköngäs-Zug zusammenhängen. Ein Typ von einem Berg gleich im Westen von der Telegraphenlinie unweit von der nördlichsten Bucht von Porojärvi ist ein grünlichgraues, ziemlich feinkörniges Gestein, das im Handstück wohl nicht sehr schiefrig ist, aber u. d. M. sich als ein ausgeprägter metamorpher Schiefer erkennen lässt. Die Hauptmasse besteht aus Strahlstein, Epidot und Quarz. Das erstgenannte Mineral markiert die Schieferung. Unweit südlich von diesem Vorkommen streicht ein stark kohlenhaltiger Schiefer der Tundraschieferzone vorbei.

In einer bergigen Landzunge an der nordöstlichen Seite von Porojärvi beobachtet man sehr stark zerdrückte Gesteinstypen. Das Streichen zeigt heftige Umdrehungen, und auch im Fallen sind Veränderungen nachweisbar. Es scheint hier ein wahrer tektonischer Strudel vorzuliegen. Einer der am stärksten geschieferten Typen ist ein Kalkphylit mit einer äusserst feinkörnigen Schiefermasse von Quarz und Chlorit nebst etwas gröber körnigen Streifen von Kalzit und Quarz. Erzpartikelchen kommen im ganzen Gestein fein verteilt vor. Die Schiefertextur zeigt eine Art submikroskopischer Fältelung, die im gewöhnlichen Licht klarer hervortritt als zwischen gekreuzten Nicols. Der kohlenhaltige Tundraschiefer scheint hier gleich im Norden vorbeizustreichen.

Es ist möglich, dass die Zusammenpressungen der Grünsteine, die sich in den druckschiefrigen Typen der Pitkäjärvigegend, sowie weiter nach Osten offenbaren, desselben Datums sind, als die kesselförmige Einsenkung des Grünsteinareals im Bereich der Petsamon Tunturit. Der Amphibolitkomplex im Süden, sowie das Urgebirge im Norden haben sich als starre Schollen verhalten. Ebenfalls könnten die lokalen Schieferungserscheinungen in den Tundren mit der Pitkäjärvi-Zusammenpressung gleichaltrig sein.

Um eine allgemeine Charakteristik des Grünsteinmassivs zu geben, kann an dieser Stelle behauptet werden, dass die Hauptmasse, wie es scheint, fein-kristallin erstarrt ist. Größere Typen kommen meistens nur in den Peridotiten — Pyroxeniten der Schieferzone entlang vor. Diese gehören aber wahr-

scheinlich einer späteren Eruptionsphase an. Mandelsteine habe ich wenig gefunden, sie scheinen hauptsächlich an die Dolomit-Quarzitzone im Norden des Massivs gebunden zu sein.

Über die geologische Stellung der Tuffe und Tuffagglomerate ist nichts Näheres bekannt.

Die Grünsteine sind nur lokal druckgeschiefert, am meisten im Südwesten den Pasvik Fluss entlang und nahe an der südlichen Kontaktlinie. Dagegen sind sie beinahe durchgehend einer Propylitisierung¹ ausgesetzt worden, woher die primäre Struktur äusserst selten studiert werden kann. Diese Umwandlung steht in scharfem Gegensatz zu den klaren Strukturen der blastokristallinen Amphibolite im umgebenden älteren Urgebirge.

In Übereinstimmung mit der regionalen Propylitisierung des »Tundragrünsteins« steht die mehr oder weniger vollständige Serpentinisierung der einst wohl reichlich olivinführenden Peridotite, die der Tonschieferzone folgen.

Von Interesse ist, an dieser Stelle die Trappgänge der Eismeerküste mit den oben geschilderten Grünsteinen zu vergleichen. Obwohl die Charakteristik dieser Gänge einem folgenden Kapitel vorbehalten ist, mag hier hervorgehoben werden, dass diese zweierlei Art zu sein scheinen: einerseits die ophitisch struierten nicht umgewandelten Diabasgänge der Fischerhalbinsel, andererseits die amphibolitisierten Gänge der Urgebirgsküste, die die Ophitstruktur nicht so deutlich bewahrt haben. Keiner von diesen besitzt Ähnlichkeit mit den Tundragrünsteinen.

Merkwürdig sind die metamorphen Grünsteintypen am Westkontakt, den Pasvikfluss entlang. Hier trifft man, wie es scheint, hauptsächlich umkristallisierte Amphibolite, die keine Ähnlichkeit mit den Tundratypen besitzen, aber auch nicht von diesen getrennt werden können. Sogar amphibolitisierte Mandelsteine treten hier auf.

DIE ERUPTION UND DAS GEOLOGISCHE ALTER DER GRÜNSTEINE.

Nach den sichtbaren Kontaktverhältnissen zu urteilen, füllt das Grünsteinmassiv einen tektonischen Graben aus. Es ist eine umfangreiche Scholle des präkambrischen Urgebirges eingebrochen und an deren Stelle das basische Magma hervorge drungen.

¹ Mit Propylit (v. Richthofen 1868) versteht man bekanntlich ein hydrothermales Umwandlungsprodukt von Andesit oder Dazit. Das Wort Propylitisation soll also hier nur den metasomatischen Prozess selbst ausdrücken.

Dieses Hervordringen geschah jedoch wahrscheinlich unter Verhältnissen, die denen einer lakkolitischen oder besser gesagt einer lopolitischen Intrusion sehr ähnlich gewesen sein dürfen. Denn innerhalb des Grünsteingebietes haben wir, wie oben beschrieben worden ist, verschiedene eingetauchte Platten von sedimentären Dachgesteinen, die allem Anschein nach die Urgebirgsplattform damals überdeckt haben.

Gegen eine Auffassung, nach welcher die Grünsteine als wahre Oberflächenergüsse erstarrt wären, spricht in erster Reihe die Abwesenheit von deutlichen Tuffbänken und anderen pyroklastischen Bildungen, sowie von Lavaschlacken, die mit massiver Lava wechsellagern sollten. Zweitens haben wir die äusserst einförmige Struktur der Grünsteine, abgesehen von der Nähe der Tonschieferzone, wo eruptive Differentiate hinzukommen. Ob die »Mandelsteine«, die oben beschrieben wurden, wirklich Oberflächenbildungen darstellen, erscheint fraglich.

Der Metaandesit von Porjetuoddar könnte, wie gesagt, einer oberen Kontaktfazies entsprechen. Er mag der letzte Rest des peripherischen Teils des lopolitischen von Dachgesteinen befreiten Körpers sein.

Die gegenwärtige schalenförmige Lage der Sedimentplatten innerhalb der Grünsteine und die gleich schräge Lage der Grünsteinbänke müssen auch teilweise das Resultat späterer Bewegungen sein.

Bei diesen Bewegungen mag die Gegend von Porjetuoddar im Verhältnis zu den nördlicheren Tundren gesenkt worden sein, wodurch das zentripetale Einfallen der Sedimentplatten innerhalb des Tundragebietes erklärt werden könnte.

Wohl etwas späterer Erstarrung als die feinkörnigen propylitischen Grünsteine sind, wie hervorgehoben, die grobkörnigen Peridotite-Pyroxenite und die aus diesen hervorgegangenen Serpentine, die als eine anscheinend kontinuierliche Zone dem Tundraschiefer folgen. Ihre zonenförmige Orientierung ist wohl durch eine Schwächeebene bestimmt worden, die dem genannten Schiefer folgt. Während der Eruption dieser Gesteine ist der Schiefer stellenweise aufgespaltet worden. Möglicherweise stammen gewisse Faltungserscheinungen in dem Schiefer ebenfalls aus dieser Zeit. Eigentümlich ist das beinahe völlige Fehlen von überschneidenden Kontakten in der Schieferzone. Nur an einer einzigen Stelle (in der Nordostabdachung von Onkimatunturit) habe ich eine zu dem Schiefer quergestellte Kontaktlinie gegen den Peridotit-Serpentin beobachtet.

Studiert man näher die regionale Verbreitung der Gabbro-Diabasgesteine sowie die der Amphibolite und der ultrabasischen Derivate postarchaischen Alters im nördlichen Teil von

Fennoskandia¹, wird man finden, dass die erwähnten Gesteine hauptsächlich im kaledonischen Faltungsgebiet auftreten, also im skandinavischen Hochgebirge. Die südwärts gelegene Urgebirgsplatte, d. h. ganz Schwedisch und Finnisch Lappland (ausserhalb des Überschiebungsrandes und der Hyolithuszone) entbehrt solche durchbrechende Massive basischer Gesteine beinahe völlig, wie die kleine beigelegte Kartenskizze (Fig. 13) veranschaulicht. Hierbei sehen wir von den kleinen zerstreuten Olivinsteinrippen ab, die Tanner² im östlichen Teil von Enare nachgewiesen hat. Eine sonderbare Ausnahme macht aber das ausgedehnte Grünsteinmassiv der Petsamon Tunturit, das, wie wir gesehen haben, mit seinem Nordrand 44 km von den Sedimenten der Fischerhalbinsel mitten in der Urgebirgsplatte entfernt liegt. Ebenfalls treten nach Brenner³ gabbroide Massive in Kola Lappmark auf, die noch tiefer hinein in dem Urgebirgsterritorium gelegen sind, über deren Alter man allerdings nichts bestimmtes sagen kann. Sie haben jedenfalls postarchaisches Gepräge.

Th. Vogt⁴ hat eine kurze, aber interessante Übersicht über die tektonischen und magmatektonischen Verhältnisse des nordskandinavischen Anteils des kaledonischen Gebirgszuges gegeben. In Bezug auf das Auftreten der basischen Intrusive hebt er hervor, dass diese an bestimmte Synklinalzüge gebunden sind. Im Ganzen unterscheidet er drei Synklinalen: eine östliche, teils auf schwedischem Gebiet gelegen, eine mittlere und eine westliche, die grosse Nordland-synklinale. Die Amphibolitschollen des Überschiebungsgebietes sind an die ersteren gebunden. Dann folgen der zweiten Synklinale entlang die nickelführenden Gabbromagmas, während an die westlichsten die Eruptivmassen der Lofotengegend sich anschliessen (Granite und Gabbros etc.) von Sulitelma, Ballangen, d. h. die Lyngen Eruptive und die anderen derartigen Gesteine in Westfinnmarken. Nun meint Backlund⁵, dass die Amphibolitschollen im Osten effusive Äquivalente

¹ Siehe die folgenden Übersichtskarten:

N. G. U. Geologisk Oversiktskart over Nord-Norge. 1924. Målestokk 1 : 1,000,000.

S. G. U. Geologisk öfversiktskarta öfver Sveriges berggrund. Skala 1 : 1.500.000. Stockholm 1910.

Sällskapet för Finlands Geografi, Atlas öfver Finland. Berggrunden. Skala 1 : 2,000,000. 1910.

² Siehe Pag. 92.

³ Th. Brenner, Anteckningar under en resa till det inre av Kola halvön met Wiiks stipendium sommaren 1915.

⁴ Th. Vogt, Bidrag til fjeldkjedens stratigrafi og tektonik. Geol. För. Stockh. Förh. Band 44, H. 6—7. 1922.

⁵ Helge G. Backlund, Försök till en magmatektonisk analys av Västerbottens fjällbyggnad. Ibidem. Bd. 47, H. 2. 1925.

von prä-orogenen Olivinsteinorkommissionen seien, die in der östlichsten Zone von Kölen auftreten.

Die Gabbros und Diabase sind teilweise gleichzeitig mit, teils nach der kaledonischen Faltung hervorgezogen. Es fragt sich nun, welchen Alters die Petsamo Grünsteine sind. Dass sie »postarchaisch« sind, geht aus den obenstehenden Darlegungen hervor. In dem Falle, dass die eingetauchten sedimentären Züge wirklich der Fischerhalbinselformation entsprechen, wären diese Eruptiv-

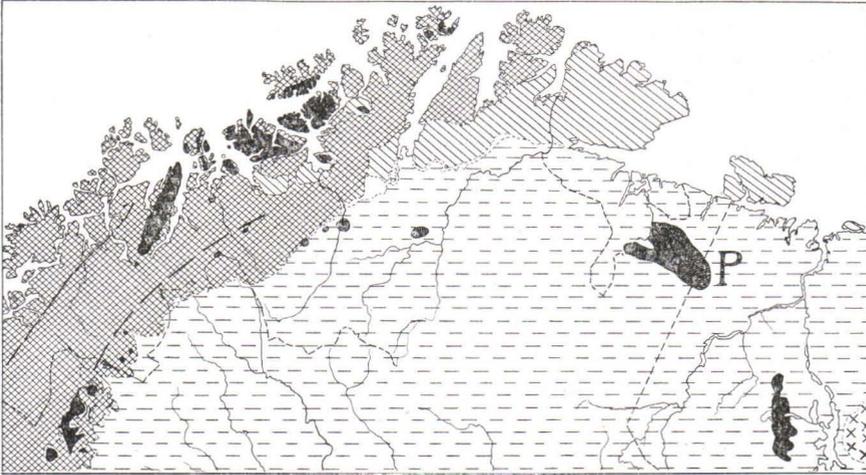


Fig. 13. Geologische Kartenskizze von Nordfennoskandia, die Position des Grünsteinmassivs von Petsamo (P) zeigend. Masstab 1 : 6,000,000.

Horizontal gestrichelt: die Urgebirgsplatte. — Netzförmig gestrichelt: kaledonisches Störungsgebiet. — Schräg gestrichelt: die Finnmark Formation. Schwarz: Gabbros und Diabase nebst ultrabasischen Abarten altpaläozoischen Alters. — Kreuze: das Nephelinsyenitgebiet der Kolahalbinsel. — Weiss: die Hyolithus-Zone (am Rande der Gebirge).

gesteine jünger als das untere Silur (die Finnmarkformation wäre nach Høltedahl unteres Silur). Es liegt nahe, zu vermuten, dass die Intrusion vor der timanschen Faltung eintraf, die jetzigen tektonischen Verhältnisse könnten aber dieser Störung entsprechen. Am natürlichsten wäre also die Hypothese, dass die Petsamo Grünsteine irgendeinem der obengenannten basischen Magmen entsprechen, oder besser gesagt Oberflächenfazies repräsentieren. Sie wären möglicherweise mit den Amphibolitschollen des östlichen Überschiebungsgebietes zu vergleichen, nur dass die letzteren durch die intensive dynamische Metamorphose in Amphibolittracht auftreten, während die Petsamo Grünsteine metasomatisch umgewandelt und serpentinisiert sind.

Es fehlt leider immer noch an vergleichenden petrographischen Studien der nordskandinavischen Gabbro-Diabasgesteine, um weitere Schlüsse ziehen zu können.

H. KLEINERE ISOLIERTE MASSIVE VON ULTRA-BASISCHEN GESTEINEN AUSSERHALB DES GRÜNSTEINGEBIETES.

Wie schon Frosterus auf seiner Fahrt 1903 (Tagebuch) beobachtet hat, treten an einigen Stellen den Pasvik Fluss entlang Gesteine auf, die gegen die Urgesteine sich scharf abheben und aus basischen Grünsteinen bestehen. So fand er am Oberlauf des Pasvik Flusses, im alten finnischen Gebiet etwas südlicher der Mündung von Hangasvaaranoja ein längliches (in der Streichrichtung der alten Schiefergesteine) ausgezogenes Massiv von »Pikrit (Olivinstein?)«, das von der Verwitterung stark angegriffen ist.

In Handstück ist das Gestein grauschwarz mit glänzenden Spaltungsflächen eines dunklen Minerals und ähnelt sehr dem Peridotit von Petsamon Tunturit. Mikroskopisch hat man auch eine gewisse Ähnlichkeit, indem das Gestein ein sehr serpentinierter Peridotit mit Resten von Olivin ist. Die überwiegende Menge des Gesteins besteht aus Serpentin, nicht in der globulären Ausbildung, die in den Tundren gewöhnlich ist, sondern in schuppenartigen Formen. Nebst Serpentin hat sich Eisenerz reichlich ausgeschieden. Reste von den primären Mineralien, eine schwach gefärbte Hornblende und Olivin sind immernoch sehr viel vorhanden. Das erstere Mineral offenbart sich als optisch gleich orientierte, im Dünnschliff aber von einander getrennte Flecken. Die glänzenden Flächen im Handstück entsprechen denen der Hornblende.

Bei Pahtasuvannonkoski (Pasvik) fand Frosterus Geschiebe aus demselben Gestein.

Nahe an der Mündung von Kornettijoki (1 km landeinwärts, Petsamoseite des Pasviks) traf Frosterus einen kleinen Gebirgsrücken, der aus »einem diabasartigen Gestein besteht, das grosse Ähnlichkeit mit dem Pikrit auf der (alten) finnischen Seite hat«. Es schien ihm, dass hier ein in N—S ausgezogenes kleineres Massiv vorkommt.

Bei meinem Aufenthalt in Petsamo besuchte Törnqvist dieselbe Stelle und brachte einige Proben mit. Es ist ein dunkelgraues, beinahe schwarzes Gestein mit diamantglänzenden Spaltungsflächen eines dunklen Minerals. U. d. M. erweist sich die Struktur als allotriomorph

richtungslos und ziemlich stark umgewandelt. Vor allen Dingen hat man grösserer Individuen von Blätterserpentin, der parallele Streifen von Eisenerz einschliesst. Daneben kommt Olivin in grösseren Körnern vor, allerdings sehr von Spaltenrissen zerteilt. Ein anderes primäres Hauptmineral ist eine farblose, länglich ausgebildete Hornblende ohne wahrnehmbaren Pleochroismus. Er ragt in den Olivin hinein, ist also etwas früher auskristallisiert. Von sekundären Produkten ist noch Kalzit zu nennen.

Die glänzenden Spaltflächen, die im Handstück sichtbar sind, entsprechen denen der Hornblende.

Das Gestein kann also als ein hornblendeführendes Serpentin-olivinstein bezeichnet werden.

Innerhalb des von Tanner (1904) untersuchten Gebietes vom östlichen Enare¹ kommen mehrere kleinere Massive von ähnlichen ultrabasischen Gesteinen vor, wie es scheint meistens Serpentine. Es mangelt noch an einer näheren Untersuchung dieser Vorkommnisse.

Welche Stellung diese isolierten Vorkommnisse von Olivin. (Serpentin-) führenden Gesteinen in geologischer Hinsicht einnehmen, ist unbekannt. Soviel ist sicher, dass sie alle jünger sind als die umgebenden von Graniten durchdrungenen Urgesteine und ebenfalls als »postgranitisch« aufzufassen sind. Man könnte vermuten, sie seien ungefähr gleichzeitig mit den Peridotiten—Pyroxeniten von Petsamon Tunturit hervorgehoben.

Östlicher innerhalb Russisch-Lappland scheinen solche Gesteine ebenfalls verbreitet zu sein. So erwähnt Lindén² das Vorkommen von »Olivinfelsen« in dem Gebirge Pudusoivi oder Paatesvaara am Nuotsjok, sechs Meilen von der finnischen Grenze entfernt.

I. TRAPPGÄNGE IM URGEBIRGE DER UMGEBUNG DES GRÜNSTEINMASSIVS.

Wie von früheren Reisenden wiederholt hervorgehoben worden ist, wird das Urgebirge der Eismeerküste von zahlreichen, mehr oder weniger gerade verlaufenden Trappgängen durchzogen. Sie scheinen nicht nur für die in Frage kommende Küstenstrecke charakteristisch zu sein, sondern treten an der ganzen Südvarangerküste allgemein

¹ Siehe auch die in Konzept vorliegende geologische Übersichtskarte des östlichen Teils von Enare (Tanner 1904).

² John Lindén, Beiträge zur Kenntniss des westl. Theiles des russischen Lapplands. Fennia 9. N:o 6. 1894. Pag. 5.

auf,¹ ebenso wie weiter östlich an der Nordküste der Kolahalbinsel². Von den Gängen an der Petsamo-Küste hat der Verfasser nur einige wenige besucht. Das eingesammelte Material ist deswegen wohl lange nicht hinreichend, um eine vollständige Charakteristik zusammenzustellen. Jedenfalls scheinen die vorhandenen Dünnschliffe bemerkenswerte Übereinstimmungen zu zeigen, wie aus unten Folgendem näher hervorgeht.

Die an der Küste vorkommenden Gänge sind von sehr wechselnder Breite. Sie sind meistens steil gestellt und streichen öfters in NE ins Meer hinaus, indem sie die alte Struktur der Gneisse und Mischgesteine unbehindert hindurchschneiden. Sie sind also jünger als die granitischen Injektionen, aber älter als die unten näher besprochenen erzführenden Spaltengänge. Sie sind im Terrain sehr leicht zu verfolgen, teils wegen ihrer dunklen Farbe, teils weil sie mehr der Verwitterung ausgesetzt worden sind als die umgebenden Gesteine. Ob sie alle derselben Eruptionsperiode entstammen, ist noch nicht näher untersucht worden. In dem Sydvaranger Erzfeld scheinen nach Beobachtungen von Sederholm in der Tat verschiedene Generationen aufzutreten. Neben massigen Trappgängen hat man hier geschieferte Typen (Hornblendeschiefer, chloritisierte Schiefer), die offenbar viel älter sind. Diese Gänge treten auf der grossen Karte des Erzfeldes, die im Besitz der A/S Sydvaranger und bei J. H. L. Vogt³ als Kopie zu finden ist, deutlich hervor.

In der Gegend von Trifononjärvi treten Gänge auf, die mikroskopisch wohl eine deutliche ophitische Struktur offenbaren, aber trotzdem sehr umgewandelt sind. Der Plagioklas ist immerhin einigermassen frisch und erweist sich nach der Auslöschungsschiefe in Schnitten zu M zu urteilen als ein Labrador. Im gewöhnlichen Licht sind die Plagioklasleisten etwas getrübt, meistens randlich mit kontinuierlichem Übergang in einen klareren Kern. Die interstitiale Masse ist jetzt völlig in fasrigen Strahlstein übergeführt worden, wobei die Feldspäthe randlich etwas korrodiert wurden (vielleicht auch primäre Erscheinung?). Das primäre Mineral der Füllmasse war wohl einst ein Pyroxen, von dem aber keinerlei Überreste mehr

¹ Siehe u. a. H. Reusch, Fra en reise i Finmarken. Kr:a 1890. Pag. 47.

² W. Ramsay, Neue Beiträge zur Geologie der Halbinsel Kola. Fennia 15. N:o 4. 1897—99. Pag. 6. — R. hat jüngere nicht metamorphosierte Diabase bei Gawrilowo, Portschnicha, Kekora, Rynda, Semioströfsk und Warsinsk gefunden. Sie gehören alle den Olivindiabasen mit ausgeprägter ophitischer Struktur, an. Nach Wahl (s. u.) kommen aber auch olivinfreie Diabase vor.

³ J. H. L. Vogt, Norges jernmalforekomster. Pag. 41. Fig. 2.

zu sehen sind. Hie und da sieht man zwischen den Plagioklasleistchen auch Quarz (sekundär?) sowie Eisenerz.

Aus Sydvaranger hat Wahl¹ zwei Diabasgänge untersucht, einen aus Sördagoppe, einen anderen aus Sandnes, unweit Kirkenes. Der erstere ist ein typischer Quarzdiabas mit wohlhaltenem monoklinen Pyroxen, der andere ist fast quarzfrei mit Pyroxen in »polysomatischen« Körnern. Beide sind also frischer als die Diabase in der Nähe des Petsamo-Fjord.

J. TRAPPGÄNGE AUF DER FISCHERHALBINSEL.

Während das genauere Alter der Trappgänge im Urgebirgs-terrain der Eismeerküste nicht festgestellt werden kann, sind die auf der Fischerhalbinsel vorhandenen Diabasgänge nicht bloss jünger als die durchbrochenen Schichten selbst, sonder auch später als die orogenetischen Bewegungen, die die Schichten der Fischerhalbinsel aus ihrer einst horizontalen Lage gebracht haben, entstanden.

Die Diabase der Fischerhalbinsel wurden zuerst von A. v. Fieandt² beschrieben. Sie scheinen nicht sehr zahlreich aufzutreten; er konnte Aufschlüsse davon nur an vier Stellen nachweisen. Drei treten auf der Nordküste auf und einer in der Nähe von Malo Muotka. Zwei von diesen streichen N 60°E, der dritte E—W, während der von letztgenanntem Orte (Doppelgang) in N 45° E verläuft. Die Gänge überqueren sonach mehr oder weniger rechtwinklig die faltentektonischen Linien der Halbinsel (Hauptrichtungen N 40°—55° W). — Die Breite der Gänge ist verschieden. Der Gang von Östänniemi ist 6.60 m, der bei Pieni Karppiomuotka 7.5 m; die zwei bei Malo Muotka schliesslich sind jeder nur 20 cm breit.

Das Gestein der Gänge ist immer feinkörnig und von dunkler Farbe. Abgesehen von einer dünnen Verwitterungsrinde ist der in Frage kommende Diabas immer frisch, was auch das mikroskopische Studium bestätigt.

Nach den Beschreibungen von v. Fieandt² ist die Mikrostruktur meistens dieselbe in allen eingesammelten Gesteinsproben. Die Struktur ist immer deutlich ophitisch: meistens klare Leistchen von Bytownit-Anorthit oder Bytownit liegen in einer Masse, die hauptsächlich aus allotriomorphen Pyroxenindividuen besteht. Nebenbei

¹ W. Wahl, Die Enstatitaugite. Pag. 41 o. 42.

² A. von Fieandt, Fiskarhalföns och ön Kildins geologi. Pag. 68 u. f.

treten Verwitterungsprodukte auf, akzessorisch Apatit (teilweise) und Magnetit, der letztere oft skelettartig ausgebildet. Quarz und Mikropogmatit kommen niemals vor. Olivin bzw. seine Umwandlungsprodukte ist gelegentlich spärlich vorhanden.

K. DIE BLEIGLANZ-ZINKBLENDE-FÜHRENDEN SPALTENGÄNGE AN DER URGEBIRGSKÜSTE.

Jünger als sämtliche Gesteinsglieder, die die Urgebirgsküste von Petsamo aufbauen, sind die zahlreichen meistens schnurgerade verlaufenden und steilgestellten sulfiderzführenden Spaltengänge und Spalten, die meistens in SW—NE ins Meer hinausstreichen. Sie sind offenbar auf seismische Ursachen zurückzuführen, die wohl mit den tertiären Brüchen der Varanger-Region in Zusammenhang stehen.

Die Gänge sind hauptsächlich mit Quarz und Karbonaten sowie Schwerspat ausgefüllt; daneben kommen auch Kiese vor, in erster Reihe Bleiglanz und Zinkblende, in geringeren Mengen Kupferkies und Pyrit. Sie werden oft mit ziemlich grossen Zwischenräumen an der Strecke der Küste angetroffen, die zwischen Basarnaja Guba im Westen und Naschivotschnyi Navolok liegt. Die Gänge sind meistens leicht zu verfolgen, weil sie in den vom Wellenschlag reingewaschenen Uferfelsen auftreten. Die vermessenen Gänge haben in Gruppen, von W nach E geordnet, nach Hall (1910) folgende Streichrichtungen:

1. Basarnaja Gruppe.	2. Raissa Gruppe.	3. Edward Gang.
N 50°E	N 60°E	N 78°E
N 45°E	N 50°E	
N 25°E	N 40°E	
N 18°E	N 30°E	
	N 20°E	
4. Sofia Gruppe.	5. Samuel Gänge.	6. Tschornaja Lutka Gruppe.
N 70°—80 E	N 70°E	N 50°—60°E
N 67°E	N 30°E	N 25°E
N 60°E		N 20°E

u. s. w.

Die Neigungen zur Horizontalebene sind meistens steil gegen SE gerichtet (70°—75°—80°). Die entblösste Länge der Gänge ist sehr verschieden, von einigen Zehnern m bis zu beinahe 2 km. Viele

haben eine Länge von annähernd oder über 1,000 m. Die Breite der Gänge schwankt zwischen Fingerbreite und mehr als 0.5 m.

Diese erzführenden Gänge sind schon früher Gegenstand von Schürfarbeiten und Abbau gewesen. Die umfassendsten Arbeiten sind wohl von der Gesellschaft Stephanowitsch—Åström betrieben worden.

Indessen sind diese Versuche niemals erfolgreich gewesen. Dies beruht darauf, dass die Gänge weit von einander abstehen, d. h. niemals in Schwärmen auftreten, teils weil die sulfidischen Erze sehr unregelmässig im Gestein verteilt sind. Lange Strecken der Gänge sind als völlig erzleer zu bezeichnen. Wie Tegengren (1913) in seinem Gutachten zeigt, sind die älteren Gutachten, auf welche die Arbeiten sich gestützt haben, in sofern unzuverlässig, als sie ohne weiteres angenommen haben, das ganze Volumen der Gänge sei erzführend, während in Wirklichkeit nur ein ganz geringer Teil der Gangausfüllung aus Erz besteht, das ausserdem, wie gesagt, sehr ungleichmässig verteilt ist.

Die Gangmasse ist in erster Reihe Quarz, zuckerweiss und z. T. drusig. Falls Spaltengänge vorhanden, füllt er oft den ganzen Gang aus, und wo ein Breckzien-Gang vorliegt, bildet er darin die Füllmasse. Dazu treten, wie gesagt, Kalkspat und Baryt auf. Die Sulfide liegen in dieser Masse ganz unregelmässig: als schmale gewundene Streifen von einigen cm bis zu einem dm Mächtigkeit. An einigen Stellen sind diese Adern zu Knoten oder Linsen angeschwollen. Wo Breckzien-gänge vorliegen, kreuzen die Adern einander. Der Bleiglanz ist teils feinkristallin, teils hat er gröbere Spaltungsformen (in Hexaederform) aufzuweisen. Nach vorhandenen Analysen soll er äusserst wenig Silber führen (Tegengren, 1913). Generalproben von drei Lokalitäten gaben nach Untersuchungen im metallurgischen Laboratorium von Grabe & Petré in Stockholm folgenden Gehalt an metallischem Blei:

Samuel-Gang	26, 50 % Pb.
Noeggerath-Gang	25, 20 » »
Edward-Gang	19, 12 » »

Die ganze Gangmasse enthält an Erz (Blei- und Zinkerz) im Samuel-Gang nur 2 %, im Edward-Gang ung. 3 % (Tegengren). Diese Gänge gehören aber, wie Tegengren hervorhebt, zu den reichsten, und er meint eine lohnende Ausbeutung derselben sei überhaupt ausgeschlossen. Hall vermutet, die Zinkblende wäre vor dem Bleiglanz auskristallisiert. Verschiedene Mineralisationsphasen kommen jedenfalls in den zusammengesetzten Gängen zum Ausdruck.

ZUSAMMENFASSUNG.

Das Petsamo-Gebiet gehört grösstenteils zum alten hochkristallinen Urgebirge von Fennoskandia, wo Gneisse, Gneissgranite, Hornblendeschiefer und allerlei Mischgesteine mit Intrusivgraniten vorherrschen. Es kommen innerhalb Petsamo zwei solche voneinander getrennte Gebiete vor: das eine an der Eismeerküste (abgesehen von der Fischerhalbinsel), das sich nach Süden bis an das Grünsteinmassiv der Petsamon Tunturit erstreckt, das andere im Süden der Grünsteintundren; es füllt hier höchst wahrscheinlich das ganze Land aus, bis an die Südgrenze des Gebietes, die Maanselkä-Wasserscheide.

Die Streichrichtungen der alten Schiefergesteine wechseln meistens recht bedeutend. Nur an der Küste herrscht in grossen Zügen eine NW:liche Orientierung vor.

Grössere granitische Areale (Batholithenschnitte) sind selten. Die Granite sind meistens azider Zusammensetzung und von rötlichen Farben, sowie von massiger Struktur. Aplitische und pegmatitische Gänge an der Küste sind sehr gewöhnlich.

Die Eisenerzformation von Sydvaranger, ausserhalb Petsamo gelegen, stellt höchst wahrscheinlich eine in das tiefere Urgebirge eingefaltete Synklinale dar, die aus geologisch höheren Niveaus stammt. Auf finnländischer Seite klingt diese Synklinale aus. Sie ist wohl als ein letzter Erosionsrest aufzufassen.

Das grosse — rund 1,350 km² umfassende — Grünsteinmassiv der Petsamon Tunturit hat deutlichen »postarchaischen« Charakter, und seine Kontaktlinien überschneiden teilweise die Strukturlinien des umgebenden Urgebirges. Diese Grünsteine sind hauptsächlich Metadiabase von äusserst feinkörnigem Habitus. Die Umwandlung der Gesteine ist propylitischer Art. Hochmetamorphe Derivate kommen jedoch ebenfalls vor, nämlich an der Westgrenze des Massivs, in der Form von Amphiboliten.

Dies ausgedehnte Massiv liegt ziemlich isoliert im Urgebirgs-terrain. Über sein geologisches Alter weiss man nichts Bestimmtes; sicher ist nur, dass es jünger wie die umgebenden metamorphen Schiefer und granitischen Gesteine ist. Gewisse Umstände sprechen jedoch für ein paläozoisches Alter.

Die Fischerhalbinsel wird gänzlich von jüngeren klastischen Bildungen eingenommen. Letztere sind wohl mit der Finnmark-Formation gleichaltrig. Es überwiegen psammitische Sedimente. Nach dem Konglomerat von Malo Muotka zu urteilen giebt es übrigens zwei durch einem Erosionshiatus getrennte Serien.

Die im Grünsteinmassiv eingetauchten sedimentären Gesteinszüge sind möglicherweise mit den Sedimenten der Fischerhalbinsel gleichaltrig. Besonders der Tundraschiefer ist dem Tonschiefer von Vaitolahti sehr ähnlich.

Die geringen Überreste einer Konglomeratformation am Næverskrugvand (Pasvik) sind Zerstörungsprodukte einer granitischen Unterlage und deuten sonach einen grossen Hiatus an. Gänge des Tundragrünsteins durchsetzen die erstgenannte Bildung.

Über das Alter der Trappgänge an der Urgebirgsküste weiss man nichts Bestimmtes. Sie scheinen verschiedenen Generationen anzugehören. Einige sind sogar älter als der rote Intrusivgranit, die meisten aber viel jünger.

Die ebenfalls an der Urgebirgsküste gelegenen Bleiglanz — Zinkblendegänge sind die jüngsten präquartären Bildungen des Gebietes. Ihre Entstehung steht wohl mit der tertiären Bruchtektonik im Zusammenhang, die die gegenwärtige Fjordküstentopographie in ihren Grundzügen geschaffen hat.

Werfen wir noch einen Blick auf die geologische Entwicklung des Petsamo-Gebietes, so weit sich diese vorläufig beurteilen lässt, so haben wir vor allem die durchgreifende Granitisation der alten Schiefergesteine, welche die letzteren in grossem Masstabe in Migmatite umgewandelt hat. Dabei sind auch die tektonischen Grundzüge zum Teil verwischt worden.

Später fand eine grosse Abtragung statt, deren Zerstörungsprodukte nur noch in dem Konglomerat von Töllevi-Næverskrug erhalten geblieben ist. Durch diese Abtragung wurde das tiefste Urgebirge entblöst. Ähnliche tiefe Schnitte weist bekanntlich der grösste Teil der nordfennoskandischen Urgebirgsplatte auf.

Wie lange diese Abtragung gedauert hat, weiss man nicht. Es entstand wohl allmählich die subkambrische Denudationsfläche, die Unterlage des Hyolithus-Schiefers von Finnmarken.

Darauf (?) wurden im Petsamo-Gebiet klastische Bildungen abgelagert, wohl hauptsächlich Quarzite, nach Geröllen im Malo Muotka-Konglomerat zu urteilen. Über die Verbreitung dieser Sedimente weiss man nichts Näheres; auch kann man nicht sagen, ob sie nicht etwa dem Präkambrium angehören.

Nach einem Abtragungsprozess, der diese Sedimente völlig entfernt hat, begann wahrscheinlich die Ablagerung der Sedimente der Fischerhalbinsel. Diese Sedimentation war eine Zeit lang unterbrochen, wie das Konglomerat von Malo Muotka angibt.

Als die Serie schon abgelagert und wohl auch verfestigt war, drang aus der Tiefe ein Diabasmagma lakkolitenartig in die Sedimentdecke ein: die Grünsteine der Petsamon Tunturit. Ob dabei auch extrusive Massen sich bildeten, ist nicht mit Sicherheit bekannt. Das vereinzelte Vorkommen von Tuffen deutet auf solche hin.

Eine ähnliche lakkolitenartige Intrusion fand nach Ramsays¹ Annahme auch im Nephelinsyenitgebiet von Umptek-Lujaur Urt auf der Kola-Halbinsel statt, wobei devonische Schichten das Dach gebildet haben sollen.

Nach der Intrusion der Grünsteine fand eine gewaltige wohl hauptsächlich durch die timanschen Faltungsbewegungen verursachte Abtragung statt. Spuren von diesen Bewegungen finden wir in der schrägen Lage der Schichten auf Srednij und in den scharfen Falten an der Nordküste der Fischerhalbinsel. Südwärts erstreckte sich der Einfluss der Bewegungen wahrscheinlich über das Grünsteingebiet, wie man aus der isoklinalen Lage der eingetauchten Sedimentplatten, sowie aus den Überschiebungsflächen sehen kann.

Die genannte Abtragung entfernte die Sedimentdecke aus dem ganzen Gebiet südlich von der Bruchlinie an der Südküste des Varangerfjord beinahe vollständig, und das tiefe Urgebirge nebst dem Grünsteinmassiv wurde wieder entblösst. So vollständig wurden die Sedimente entfernt, dass nur die im Grünsteinmassiv eingetauchten Fetzen des Lakkolitdaches erhalten geblieben sind. Wegen der Widerstandsfähigkeit der (meistens uralitisierten) Grünsteine gegen die Atmosphärien ist das Grünsteinmassiv im Hochrelief herauspräpariert worden. Sonst hat sich eine ziemlich deutliche Fastebene herausgebildet, die sich auch über die gestörten Schichten der Fischerhalbinsel erstreckt.

Die vulkanische Aktivität, die in den zahlreichen Trappgängen der Urgebirgsküste ihre Spuren hinterlassen hat, setzte wohl schon in der präkambrischen Zeit ein, denn die betreffenden Gesteine sind teilweise schon metamorph (amphibolitisiert). Andere sind viel jünger (gleichaltrig mit den Petsamo-Grünsteinen?). Daneben sei auch auf die Trappgänge hingewiesen, die die Fischerhalbinsel formation durchsetzen und den jüngsten Habitus besitzen.

¹ W. Ramsay und V. Hackman, Das Nephelinsyenitgebiet auf der Halbinsel Kola. I. W. Ramsay: Die Nephelinsyenitmassive. Pag. 99. Fennia 11, N:o 2. 1894.

CHRONOLOGISCHE ÜBERSICHT DER GESTEINSFORMA- TIONEN DES PETSAMO-GEBIETES UND ANGRENZENDER LANDTEILE.

Am ältesten.

PRÄKAMBRIUM

1. Gneisse und Gneissgranite sowie Hornblendeschiefer an der Küste.
2. Gneisse, Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer des Gebietes im Süden der Petsamon Tunturit («Enare—Lutto—Gebiet»). (Gleichaltrig mit 1).
3. Die Magneteisenerz führende Formation von Sydvaranger.

Intrusionsdiskordanz.

Rote und weisse aplitische und pegmatitische Granite der Küsten-Gegend.

Grosse Erosionsdiskordanz.

4. Das Töllevi—Naeverskrug Konglomerat.

Krustenbewegungen und grosse Erosionsdiskordanz.

PALÄOZOIKUM

5. Quarzite, Dolomite und z. T. kohlige Tonschiefer der Gegend der Petsamon Tunturit.
6. Die Quarzit — Tonschieferformation der Fischerhalbinsel (vermutlich gleichaltrig mit 5).

Intrusionsdiskordanz.

Die Grünsteine der Petsamon Tunturit und deren Differentiate. Magmatische Nickelerzkonzentrationen.

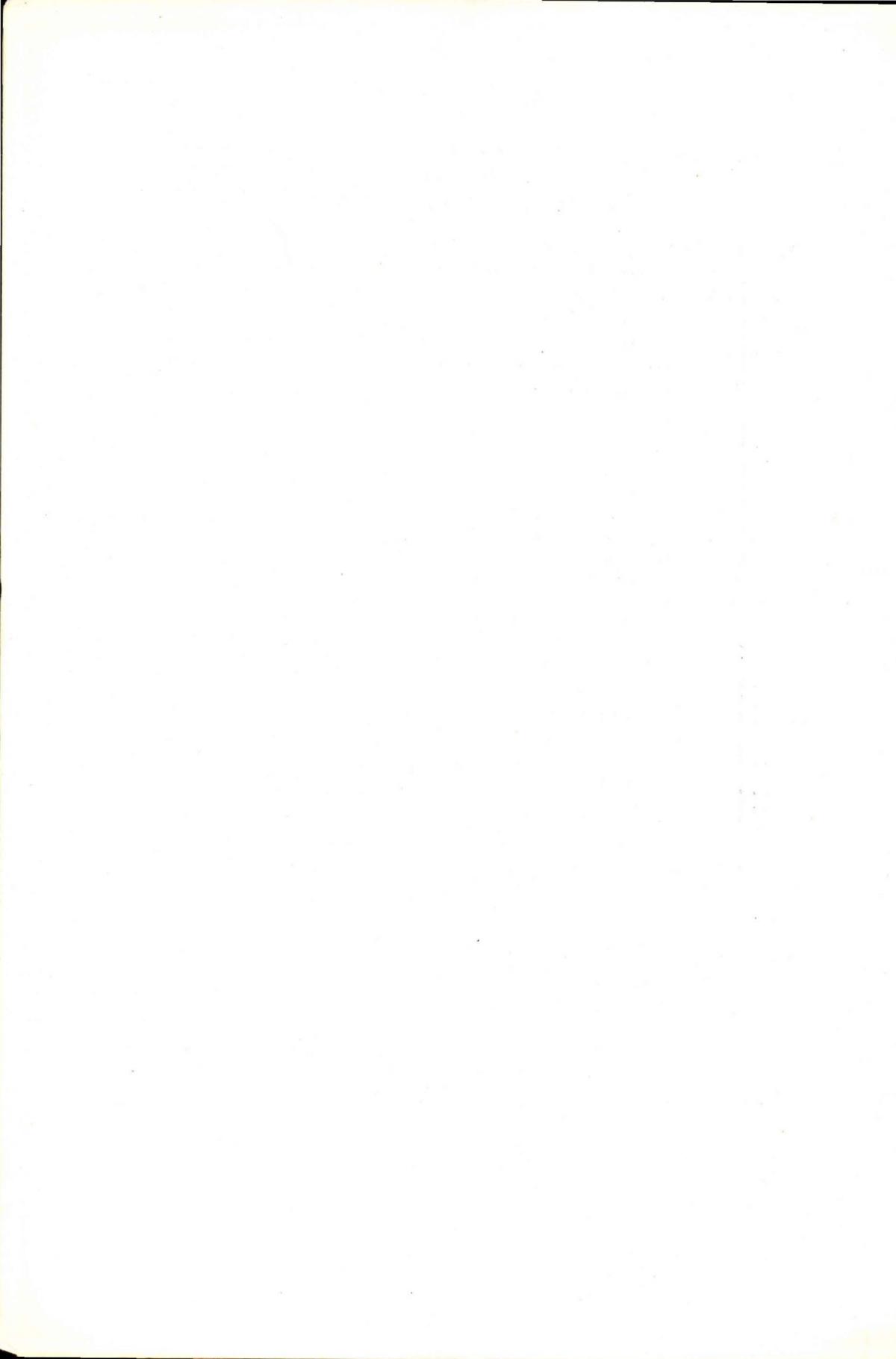
Vulkanische Trappgänge an der Urgebirgsküste und auf der Fischerhalbinsel (verschiedenen Alters).

Krustenbewegungen.

Grosse Erosionsdiskordanz.

TERTIÄR?

7. Erdbebenspalten an der Urgebirgsküste mit Sulfiderzkonzentrationen in der Gangmasse.



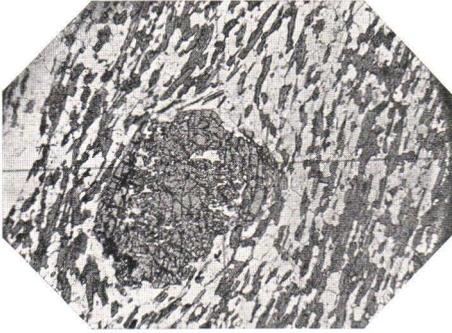


Fig. 1. Granat-Hornblendeschiefer, Soorti. Grosses Korn: Granat. Dunkle Leistchen: Hornblende. Hell: Feldspath. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.

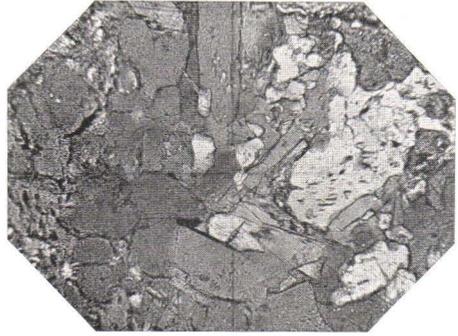


Fig. 2. Amphibolit, Kalguaivaie. Die dunklen Körner sind Hornblende, die hellen sind Epidot. Struktur granoblastisch. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.

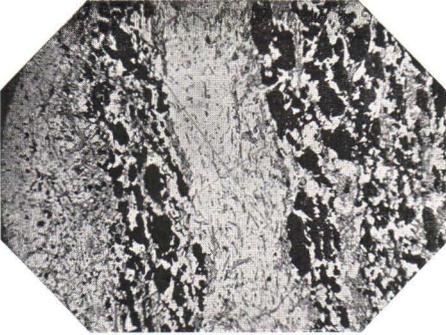


Fig. 3. Magneteisenerz (arm), Sydvaranger, Norwegen. Schwarz: Magnetit. Grau: Hornblende. Hell: Quarz. Struktur gebändert. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.

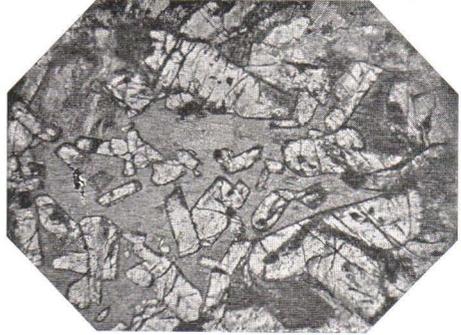


Fig. 4. Uralitdiabas, Trifononpahta, Oberes Kloster. Die Zwischenklemmungsmasse besteht ganz aus Uralit. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.

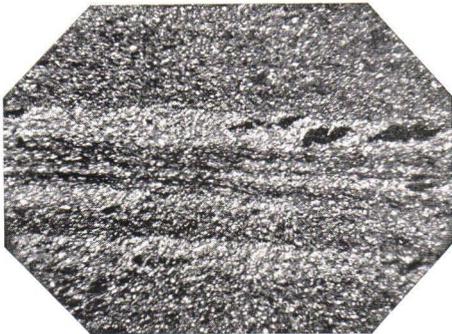


Fig. 5. Gebänderter Tonschiefer, Nordfuss von Kammikivinturi. Die hellen Bänder sind reicher an Quarz. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.



Fig. 6. Metadiabas, Säräslampi. Die hellen Körner sind mon. Pyroxenen, die dunklen Leistchen umgewandelter Plagioklas, Daneben opake Erzkörner. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.

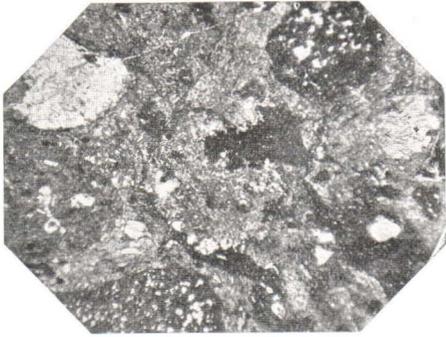


Fig. 1. Tuffit, Kammikivunturi. Die »löcherigen« Fragmente sind Bimstein. Das helle Korn links oben ist Pyroxen. Die schwarzen Flecken sind Eisenerz. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.



Fig. 2. Serpentinsteine, Ortoaive. Die hellen runden Körner sind Serpentin, die dunklen sind Überreste von Pyroxenen. Die schwarzen Flecken sind Eisenerz. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.

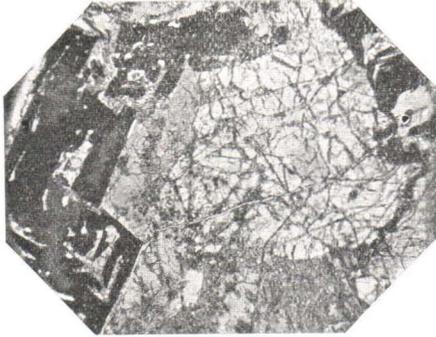


Fig. 3. Gabbrodiabas, N Seite von Kammikivunturi. Das grosse, helle Korn ist mon. Pyroxen, die graue Masse umgewandelter Plagioklas. Rechts skelettartiges Titaneisenerz. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.

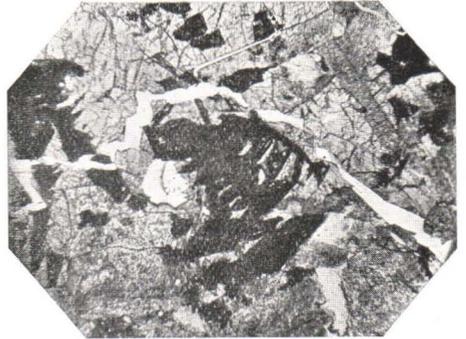


Fig. 4. Gabbrodiabas, N Seite von Kammikivunturi. Hauptminerale: Plagioklas, mon. Pyroxen und Titaneisenerz. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.

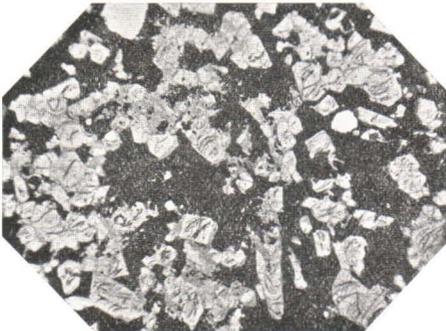


Fig. 5. Übergangstyp des Kieserzes (poikilitic ore), Kammikivunturi. Schwarz: Magnetkies u. Magnetit. Helle Körner: Olivinseudomorphosen. Gew. Licht. Vergr. 10 ×.



Fig. 6. Vergrößerter Ausschnitt aus dem Dünnschliff. Fig. 5. Schwarz: Magnetkies u. Magnetit. Hell: Olivinseudomorphosen (Talk u. Serpentin) mit Sprüngen, die von Magnetit erfüllt sind. Gew. Licht. Vergr. 35 ×.

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o 1.	Cancrinitzenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi, von WILHELM RAMSAY und E. T. NYHOLM. Mit 4 Figuren im Text. Mai 1896.....	15:—
N:o 2.	Ueber einen metamorphosirten präcambrischen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo, von J. J. SEDERHOLM. Mit 12 Figuren im Text. Dec. 1895	15:—
N:o 3.	Till frågan om det sen-glaciala hafvets utbredning i Södra Finland, af WILHELM RAMSAY, jemte Bihang 1 och 2 af VICTOR HACKMAN och 3 af J. J. SEDERHOLM. Med en karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. Febr. 1896.....	25:—
N:o 4.	Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangasniemi in Finland, von BENJ. FROSTERUS. Mit 2 Tafeln und 11 Figuren im Text. April 1896	20:—
N:o 5.	Bidrag till kännedomen om Södra Finlands kvartära nivåförändringar, af HUGO BERGHELL. Med 1 karta, 1 plansch och 16 figurer i texten. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntnis der quartären Niveauschwankungen Süd-Finnlands. Mai 1896	30:—
N:o 6.	Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges, von J. J. SEDERHOLM. Mit 2 Karten, 5 Tafeln und 96 Figuren im Text. Febr. 1899	75:—
N:o 7.	Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari, von JULIUS ALLIO. Mit 1 Karte und 8 Figuren im Text. April 1898	25:—
N:o 8.	Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora, af GUNNAR ANDERSSON. Med 21 figurer i texten och 216 figurer å 4 taflo. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartärflora Finlands. Dec. 1899	60:—
N:o 9.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 1 carte. Nov. 1899	25:—
N:o 10.	Les dépôts quaternaires en Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec 2 figures dans le texte et 1 carte. Nov. 1899	25:—
N:o 11.	Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Karten, 12 Figuren im Text und 4 Figuren auf einer Tafel. März 1900	25:—
N:o 12.	Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå, von WILHELM RAMSAY und L. H. BORGSTRÖM. Mit 20 Figuren im Text. März 1902.....	20:—
* N:o 13.	Bergbyggnaden i sydöstra Finland, af BENJ. FROSTERUS. Med 1 färglagd karta, 9 taflo och 18 figurer i texten. Deutsches Referat: Der Gesteinsaufbau des südöstlichen Finland. Juli 1902.....	70:—
N:o 14.	Die Meteoriten von Hvittis und Marjalahti, von LEON. H. BORGSTRÖM. Mit 8 Tafeln. April 1903	25:—
N:o 15.	Die chemische Beschaffenheit von Eruptivgesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. April 1905	30:—
N:o 16.	On the Cancrinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock, by I. G. SUNDELL. With one plate of figures. August 1905	15:—
N:o 17.	On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland, by CURT FIRCKS. With one map, 15 figures and frontispiece. Nov. 1906	20:—
N:o 18.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Ost-Finmarks glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 23 bilder i texten och 6 taflo. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fénno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. Mars 1907...	50:—
N:o 19.	Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See, von OTTO TRÜSTEDT. Mit 1 Karte, 19 Tafeln und 76 Figuren im Text. November 1907	120:—
N:o 20.	Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland, von V. TANNER. Mit einer Karte und zwei Tafeln. April 1907	15:—

* Epuisée.

N:o 21.	Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finmarkens glaciation och nivåförändringar, af V. TANNER. Med 6 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. II. Nouvelles recherches sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark. Juni 1907.....	50:—
N:o 22.	Granitporphyr von Östersundom, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Figuren im Text und einer Tafel. Juni 1907.....	15:—
N:o 23.	Om granit och gneis, deras uppkomst, uppträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia, af J. J. SEDERHOLM. Med 8 taflor, en planteckning, en geologisk öfversiktskarta öfver Fennoskandia och 11 figurer i texten. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. With 8 plates, a coloured plan, a geological sketch-map of Fenno-Scandia and 11 figures. Juli 1907.....	50:—
N:o 24.	Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 20 figures dans le texte et une carte. Juillet 1910.....	25:—
N:o 25.	Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Inseln, von V. TANNER. Mit 2 Tafeln und 5 Fig. im Text. Mai 1911.....	15:—
N:o 26.	Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium, von EERO MÄKINEN, Mai 1911.....	10:—
* N:o 27.	Esquisse hypsométrique de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
* N:o 28.	Les roches préquaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte. Juillet 1911.....	20:—
N:o 29.	Les dépôts quaternaires de la Finlande, par J. J. SEDERHOLM. Avec une carte et 5 figures dans le texte. Juillet 1911.....	20:—
N:o 30.	Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fenno-Scandia, par J. J. SEDERHOLM. Avec 13 figures dans le texte et 6 cartes. Juillet 1911.....	30:—
N:o 31.	Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912.....	20:—
N:o 32.	Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor, af H. HAUSEN. Mit deutschem Referat. Mars 1912.....	20:—
N:o 33.	Kvartära nivåförändringar i östra Finland, af W. W. WILKMAN. Med 9 figurer i texten. Deutsches Referat. April 1912.....	25:—
N:o 34.	Der Meteorit von St. Michel, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 3 Tafeln und 1 Fig. im Text. August 1912.....	25:—
N:o 35.	Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland, von EERO MÄKINEN. Mit 23 Figuren und 13 Tabellen im Text. Januar 1913.....	30:—
N:o 36.	On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities, by PENTTI ESKOLA. With 15 figures in the text. February 1913 ..	25:—
N:o 37.	Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia, von J. J. SEDERHOLM. Mit einer Tafel und 27 Figuren im Text. Juni 1913.....	35:—
N:o 38.	Studier öfver Kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter, af V. TANNER. Med 139 figurer i texten och 16 taflor. Résumé en français: Etudes sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. Oktober 1915.....	150:—
N:o 39.	Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finland, von VICTOR HACKMAN. Mit 4 Tabellen und 9 Figuren im Text. Mai 1914.....	20:—
N:o 40.	On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 55 figures in the text, 27 figures on 7 plates and 2 coloured maps. October 1914.....	75:—
N:o 41.	Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari, von L. H. BORGSTRÖM. Mit 7 Figuren im Text. August 1914.....	15:—
N:o 42.	Über Camptonitgänge im mittleren Finnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Figuren im Text. Aug. 1914.....	15:—

* Epuisée.

N:o 43.	Kaleviska' bottenbildningar vid Mölönjärvi, af W. W. WILKMAN. Med 11 figurer i texten. Résumé en français. Januari 1915	20:—
N:o 44.	Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvi-traktens metamorfa bergarter, af PENTTI ESKOLA. Med 4 figurer i texten. With an English Summary of the Contents. Maj 1915	30:—
N:o 45.	Die geographische Entwicklung des Ladogasees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung, von JULIUS AILIO. Mit 2 Karten und 51 Abbildungen. Dezember 1915.....	50:—
N:o 46.	Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande, par AARNE LAITAKARI. Avec 14 figures dans le texte. Janvier 1916.....	20:—
N:o 47.	Översikt av de prekambrika bildningarna i mellersta Österbotten, av EERO MÄKINEN. Med en översiktskarta och 25 fig. i texten. English Summary of the Contents. Juli 1916	50:—
N:o 48.	On Synantetic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, &c.), by J. J. SEDERHOLM. With 14 figures in the text and 48 figures on 8 plates. July 1916.....	60:—
N:o 49.	Om en prekalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken, af W. W. WILKMAN. Med 7 figurer i texten. Résumé en français. Oktober 1916	15:—
N:o 50.	Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland, von MATTI SAURAMO. Mit 4 Tafeln und 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	30:—
N:o 51.	Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 5 Abbildungen im Text. Januar 1918	15:—
N:o 52.	Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola, von TH. BRENNER. Mit 4 Figuren im Text. März 1920	15:—
N:o 53.	Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine, von VICTOR HACKMAN. Mit 3 Tabellen. September 1920	15:—
N:o 54.	Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas) in Finnland, von AARNE LAITAKARI. Mit 3 Tafeln und 40 Abbildungen im Text. Januar 1921	30:—
N:o 55.	On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland, by PENTTI ESKOLA. With 1 figure. Januar 1921.....	15:—
N:o 56.	Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 2 Abbildungen im Text. Oktober 1922	15:—
N:o 57.	Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens, von HEIKKI VÄYRYNEN. Mit 20 Figuren im Text und 1 Karte. Februar 1923	25:—
N:o 58.	On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland, I The Pellingine Region, by J. J. SEDERHOLM. With one map, 64 figures in the text and 31 figures on VIII plates. November 1923	60:—
N:o 59.	Über den Quarzit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von HUGO BERGHELL zusammengestellt und ergänzt von VICTOR HACKMAN. Mit 19 Figuren im Text. April 1923. ..	15:—
N:o 60.	Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland, by MATTI SAURAMO. With 22 figures in the text, 12 figures, 1 map and 2 diagrams on 10 plates. September 1923	50:—
N:o 61.	Der Pyroxengranodiorit von Kakskerta bei Åbo und seine Modifikationen, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren und 1 Karte im Text. April 1923	15:—
N:o 62.	Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen, av W. W. WILKMAN. Med 15 figurer och en karta. Deutsches Referat. September 1923	20:—
N:o 63.	Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland, von VICTOR HACKMAN. Mit 2 Figuren im Text. Mai 1923	15:—
N:o 64.	Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 38 Abbildungen im Text, 1 Taf. u. 1 Karte. Januar 1924 ...	30:—
N:o 65.	Über die Petrologie des Otravaargebietes im östlichen Finnland, von MARTTI SAXÉN. Mit zwei Karten, 13 Abbildungen im Text und 5 Figg. auf 1 Tafel. Dezember 1923	30:—
N:o 66.	On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time especially in Fennoscandia, by WILHELM RAMSAY. With 10 figures in the text. February 1924	20:—
N:o 67.	Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting, by MATTI SAURAMO. With 12 figures in the text. March 1924	20:—

N:o 68.	Jordskredet i Jaarila, av V. TANNER. Med 2 figurer och 10 Bilder. Résumé en français	15:—
N:o 69.	Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees, von VÄINÖ AUER. Mit 10 Textfiguren, 10 Tafeln und 11 Beilagen. Juli 1924	50:—
N:o 70.	The Average Composition of the Earth's Crust in Finland, by J. J. SEDERHOLM.	20:—
N:o 71.	Om diabasgångar i mellersta Finland, av W. W. WILKMAN. Med 8 figurer och en karta. Deutsches Referat. November 1924	20:—
N:o 72.	Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinnland, von VICTOR HACKMAN. Mit 6 Figuren im Text, 12 Tabellen und eines Tafel. Februar 1925	30:—
N:o 73.	Über das jotnische Gebiet von Satakunta, von AARNE LAITAKARI. Mit einer Karte und 14 Abbildungen im Text. Juli 1925	30:—
N:o 74.	Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinland, von ADOLF A. TH. METZGER. Mit 9 Abbildungen und 2 Karten im Text Aug. 1925	20:—
N:o 75.	Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge, von BENJ. FROSTERUS. Mit 1 Figur und 9 Tabellen im Text. Sept. 1925.....	30:—
N:o 76.	Über die prequartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere, von H. HAUSEN. Mit einer geologischen Übersichtskarte und 13 Figuren im Text sowie 2 Tafeln mit 12 Mikrophotographien. Juni 1926	30:—

