

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE FINLANDE

N:o 116

PETROLOGIE DES NICKELERZFELDES
KAULATUNTURI—KAMMIKIVITUNTURI
IN PETSAMO

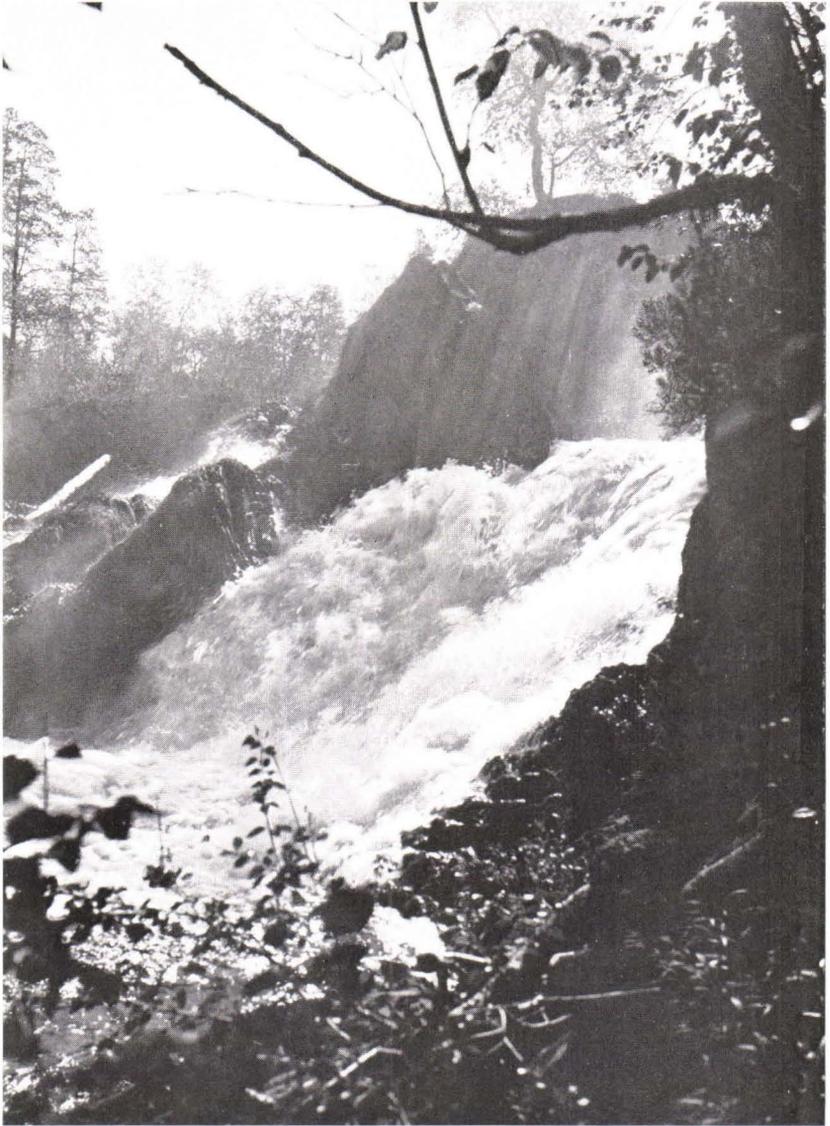
VON

HEIKKI VÄYRYNEN

MIT 71 ABBILDUNGEN, 36 TABELLEN IM TEXT
UND 1 KARTE

HELSINKI
JANVIER 1938





Der Wasserfall Pasretski, 5 km südwestlich des Kuotsjärvi.

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N.º 116

PETROLOGIE DES NICKELERZFELDES
KAULATUNTURI—KAMMIKIVITUNTURI
IN PETSAMO

VON
HEIKKI VÄYRYNEN

MIT 71 ABBILDUNGEN, 36 TABELLEN IM TEXT
UND 1 KARTE

HELSINKI
JANVIER 1938
IMPRIMERIE DE L'ÉTAT



INHALT.

	Seite
EINLEITUNG	7
ÜBERSICHT ÜBER DIE SCHÜRFARBEITEN BIS ZUM JAHRE 1934	11
PHYSIOGRAPHISCHE UND GEOLOGISCHE STRUKTUR DES	
GEBIETES	14
TOPOGRAPHISCHE HAUPTZÜGE	14
QUARTÄRE BEDECKUNG DES GESTEINSGRUNDES	16
FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN DER PRÄKAMBRISCHEN BILDUN-	
GEN	19
FORMATIONEN UND GESTEINE	21
HAUPTZÜGE DER TEKTONIK	24
BEWEGUNGSZONEN UND IHRE NATUR	24
BEWEGUNGSRICHTUNG	26
ALTER DER DEFORMATIONEN	31
GESTEINE DES GEBIETES KAULATUNTURI—KAMMIKIVI-	
TUNTURI	34
EINTEILUNG	34
INTRUSIVE REIHE	35
EFFUSIVE REIHE	37
SEDIMENTFORMATIONEN	38
GANGGESTEINE	39
ERZE	39
ALLGEMEINES ÜBER DIE CHEMISCHEN VERHÄLTNISSE DER	
ERUPTIVE	39
KONTAKTMODIFIKATION DER SERPENTINE	39
SERPENTINE	40
PYROXENIT UND GABBROS	41
MENGENVERHÄLTNIS DER KOMPONENTE	42
PYROXEN	43
MAGMATISCHE DIFFERENTIATION	44
METAMORPHOSE	45
DIABASE	45
GABBROS, GABBRO-DIORITE UND QUARZDIORITE	45
OLIVIN	47
ILMENIT	48
PHYLLITE	48
METASOMATOSE	48
AMPHIBOLBILDUNG	49
INTRUSIVGESTEINE	49
SERPENTINE	49
BIOTIT-CHLORIT-SERPENTIN	49
PIGEONIT-BIOTIT-CHLORIT-SERPENTIN	52
QUANTITATIVE ZUSAMMENSETZUNG DER SERPENTINE UND	
PIGEONITSERPENTINE	56

	Seite
AUGIT-HORNBLENDE-SERPENTIN	59
QUANTITATIVE ZUSAMMENSETZUNG DES AUGIT-AMPHIBOL- SERPENTINS	64
CHLORIT- UND PYROXEN-CHLORIT-SERPENTIN	66
QUANTITATIVE ZUSAMMENSETZUNG DER AUGIT-CHLORIT- SERPENTINE	69
TALK-CHLORIT-SERPENTINE	74
PYROXENIT	77
PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG	77
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DES PYROXENS	81
METAMORPHE DERIVATE DER PYROXENITE	82
GABBROGESTEINE	83
AM WENIGSTEN UMGEWANDELTE GABBROS	83
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER GABBROS	86
UMGEWANDELTE GABBROGESTEINE	88
GESCHIEFERTER GABBRO	91
GABBRO-DIORITE	93
BESCHREIBUNG	93
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER GABBRO-DIORITE	97
QUARZDIORITE	99
BESCHREIBUNG	99
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DES QUARZDIORITS	100
BASISCHE EFFUSIVGESTEINE	102
FEINKÖRNIGER QUARZDIABAS	102
BESCHREIBUNG	102
QUANTITATIVE ZUSAMMENSETZUNG DES FEINKÖRNIGEN DIABASES	107
BASISCHE MODIFIKATION DES FEINKÖRNIGEN DIABASES UND IHRE CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG	110
MITTELKÖRNIGE SPILITISCHE DIABASE	113
BESCHREIBUNG	113
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DES MITTELKÖRNIGEN DIABASES	115
BASISCHE AUSSCHIEDUNGEN AUS DEN MITTELKÖRNIGEN DIA- BASEN	119
MANDELSTEINFORMATION	121
DIABAS-MANDELSTEINE	121
GRÜNSTEINE VON ORSHOAIVI	122
KERATOPHYRE UND IHRE TUFFITE	123
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER KERATOPHYRE	125
MIKROKLIN-MAGNETIT-GESTEINE	127
GANGGESTEINE	129
INTRUSIVGÄNGE	129
AXINITGÄNGE	131
SEKRETIONSGÄNGE	132
MAGMATISCHE ENTWICKELUNG DER ERUPTIVGESTEINS- SERIEN	136
TEKTONIK UND MAGMENENTWICKELUNG	136
DAS GEBIET DER PETSAMONTUNTURIT	137
FELDSPATDIAGRAMM	137

	Seite
GABBRO-DIORITE	140
QUARZDIORITPORPHYRIT	142
KERATOPHYRE	142
VARIATIONS DIAGRAMM	143
BASISCHE TUFFITE	145
AGGLOMERATISCHE TUFFITE	145
FEINKÖRNIGER TUFFIT UND TUFFSCHIEFER	147
SEDIMENTÄRE FORMATIONEN	149
VERSCHIEDENE ZONEN	149
ZONE VON KONGLOMERATEN, SANDSTEINEN, PHYLLITEN UND DOLOMITEN IM FLUSSTALE DES PIKKU KOLOSJOKI	149
ERZFÜHRENDE PHYLLITZONE	151
GRAUWACKENARTIGE SCHIEFER	151
FEINKÖRNIGE PHYLLITE	153
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DES PHYLLITS	156
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DES SERIZITHALTIGEN PHYLLITS	157
ERZE	159
VERSCHIEDENE ERZFORMATIONEN	159
EINZELNE VORKOMMEN VON NICKEL-MAGNETKIESERZ AN DEN	
PETSAMONTUNTURIT	160
KOTSELVAARA	160
KAMMIKIVITUNTURI	162
ORTOAIVI	165
KAULATUNTURI	166
ANDERE VORKOMMEN	169
GEOLOGISCHE ERSCHEINUNGSFORM DER NICKEL-MAGNETKIESERZE	170
PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER KIESERZE DER PETSAMONTUNTURIT	173
VERSCHIEDENE TYPEN DER NICKEL-MAGNETKIESERZE	173
HAUPTTYPUS	174
GRANOBLASTISCHER TYPUS	179
PORPHYRISCHER TYPUS	182
FEINKÖRNIGE IMPRÄGNATIONEN IM SERPENTIN	183
IMPRÄGNATIONEN IM PHYLLIT	186
SCHIEFERBREKZIE	188
BREKZIENERZ	190
ERZGÄNGE	192
NICKELFREIE KIESVORKOMMEN	192
URSPRUNG DER NICKEL-MAGNETKIESERZE DER PETSAMONTUNTURIT	193
ANGEFÜHRTE LITERATUR	197



EINLEITUNG.

Das Petsamo-Gebiet am nördlichen Eismeer wurde durch den Friedensvertrag zwischen Finnland und Russland in Tartu (Dorpat) im Jahre 1920 mit Finnland vereinigt. Im folgenden Jahre wurde im nördlichen Teil dieses Gebietes von dem Studenten Hugo Törnqvist, der an einer geologischen Expedition teilnahm, nickelhaltiges Magnetkieserz im Talhang des Baches Kotseljoki in der Fjeldgruppe Petsamontunturit entdeckt.¹ Der Nickelgehalt dieses Fundes wurde auf 4.5 % Ni bestimmt. Darum wurde von Suomen Geologinen Toimikunta im J. 1922 unter Leitung von Dr. H. Hausen eine neue Expedition zur weiteren Untersuchung der Fjeldgruppe ausgesandt.

Die Untersuchungen von Hausen haben gezeigt, dass das Vorkommen von Kotseljoki in praktischer Hinsicht unbedeutend ist, dass sich aber diese Bildung an eine (nach Hausen) 80 km lange, bogenförmig die ganze Fjeldgruppe überstreichende Phyllitformation anschliesst, wo überall ähnliche Möglichkeiten zum Auftreten ähnlichen Erzes vorliegen (Fig. 1). Neue Funde von Nickel-Magnetkieserz wurden jedoch auf dieser Expedition nicht gemacht.

Die genaueren geologischen Aufnahmearbeiten in der obengenannten Phyllitzone wurden im J. 1924 begonnen. Damals wurde von der Geologinen Toimikunta eine dritte Expedition unter Leitung des Staatsgeologen Dr. V. Tanner in das Gebiet von Petsamontunturit entsandt.

Die Aufnahmearbeiten wurden bei dem Erzfund im Tal des Kotseljoki Baches begonnen, die Basis wurde nach dem Streichen der Schiefer N 71°E gerichtet (siehe die Karte), so dass sie im Westen über den Scheitel des Fjeldes Kaulatunturi, nach E zu am N-Abhang der Fjelde Kammikivitunturi, Läntinen (Westlicher) und Itäinen (Östlicher) Ortoaivi entlang verlief. Als O-Punkt wurde der

¹ Das finnische *tunturi* (pl. *tunturit*), lapp. *tuoddar*, bezeichnet einen sich über die Waldgrenze erhebenden Berg, also dasselbe, was im Norwegischen *Fjeld* genannt wird. Darum ist die mehrmals angewandte Bezeichnung *Tundra* hier nicht richtig, und in der vorliegenden Arbeit wird das z. B. auch in der pflanzengeographischen Forschung als internationaler Ausdruck gebrauchte norwegische Wort verwendet.

Scheitel des Berges Kotselvaara gewählt, und an den in 100 m Abstand voneinander, senkrecht gegen die Basis gezogenen Querlinien entlang wurden dann alle Aufschlüsse mit dem Distanztubus und der Latte möglichst genau im Massstab 1:2 000 eingemessen und die Isohypse mit der Äquidistanz 2, teilweise 1 m gezeichnet.

So wurde in unserem Untersuchungsgebiet eine 500—1 200 m breite Zone vom Kaulatunturi bis zum Itäinen Ortoaivi von ca.

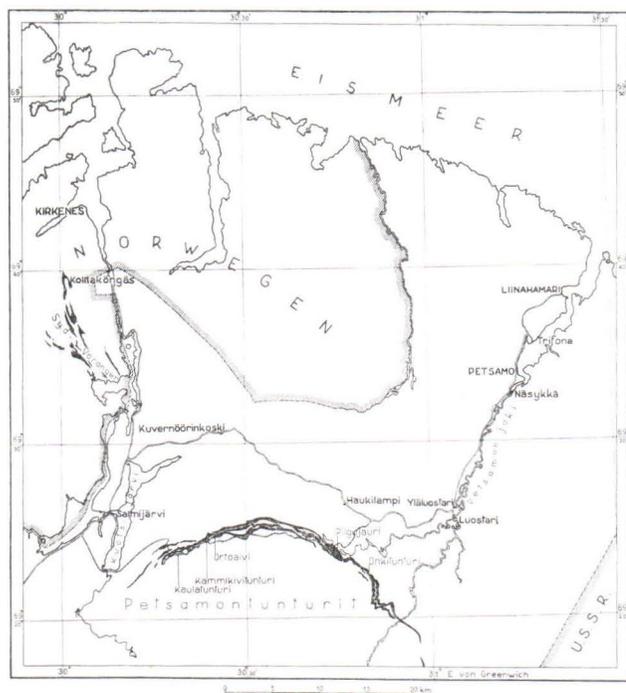


Fig. 1. Nördlicher Teil des Petsamo-Gebietes und der Zone von Intrusivgesteinen und Erzen. Nach Väyrynen. Massstab 1:800,000.

5 km² Umfang aufgenommen. In derselben Weise wurde in den folgenden Jahren weiter nach E zu an der Schieferzone entlang verfahren, bis im J. 1926 der Petsamonjoki-Fluss und der Fjeld Tshigoroaivi an seiner Ostseite nördlich des Matterts beinahe 30 km vom Ausgangspunkt erreicht wurde.

Während der Sommer 1928—31 hatte Verf. Gelegenheit, das geologische Beobachtungsmaterial in dem aufgenommenen Gebiete nachzuprüfen und die Kartierungen zu erweitern. Von den Trian-

gelpunkten 2. und 3. Klasse, die als Unterlage der topographischen Aufnahmen vom finnischen Landesvermessungsamt (Maanmittaushallitus) i. d. J. 1926—27 eingemessen worden waren, wurden durch graphische Triangulation neue Punkte bestimmt und von diesen die Aufschlüsse mit Distanztubus und Latte im Masstab 1: 10 000 eingemessen. Die gesamte Zeit, die ich in den Jahren 1928—31 auf diese Arbeiten verwenden konnte, betrug 3 Monate. Im Sommer 1931 waren mir ein Geologengehilfe und zwei Studenten bei den Aufnahmen behilflich.

Die topographischen Aufnahmearbeiten des Landesvermessungsamtes (Maanmittaushallitus), die im rechtwinkligen, absoluten Koordinatensystem nach Gauss-Krüger im Massstab 1: 20 000 ausgeführt wurden, erreichten das Untersuchungsgebiet erst im J. 1933. Diese Aufnahmen erstreckten sich indessen von der Eismeerküste nur bis zu den nördlichen Böschungen der Fjeldgruppe Petsamontunturit, zum $x = 7\ 700$ des genannten Koordinatensystems. Ein grosser Fortschritt in der geologischen Untersuchung der Fjeldgruppe Petsamontunturit wurde aber dadurch ermöglicht, dass dieses Gebiet vom Generalstab, Abteilung für Artillerieaufnahme (Tykistökartoitusosasto), mit Hilfe des Flugzeuges aus der Luft photographisch aufgenommen wurde. Auf Grund dieser Photographien, die sich für die geologischen Aufnahmearbeiten als besonders gute Unterlage erwiesen, war es mir in den folgenden Jahren 1932—33 möglich, eine gute Übersicht über die geologischen Formationen der ganzen Fjeldgruppe der Petsamontunturit zu erhalten. Von den Gehilfen, die mich bei diesen Aufnahmearbeiten unterstützt haben, sei mein Freund Dr. Paavo Haapala mit besonderer Dankbarkeit erwähnt.

In der vorliegenden Abhandlung werden indessen nicht alle über das ganze Gebiet der Petsamontunturit sich erstreckenden Untersuchungen ausführlicher behandelt, sondern nur die genauen Untersuchungen, die die Fjelde Kaulatunturi, Kammikivitunguri, Länntinen (Westlicher) Ortoaivi und Itäinen (Östlicher) Ortoaivi betroffen haben. Die beigefügte Karte umfasst im obengenannten Gauss—Krüger-Koordinatensystem das Gebiet mit den Koordinaten $x = 7\ 700 - 7\ 706$, $y = 4\ 507.5 - 4\ 518.4$. Bei der Aufnahme der grossen Züge ausserhalb dieses Gebietes sind jedoch manche Einzelheiten auch des Untersuchungsgebietes aufgehehlt worden. Die Hauptzüge hoffe ich bald in einer anderen Arbeit behandeln zu können.

In dem Gebiete zwischen dem Kaulatunturi und dem Itäinen Ortoaivi ist das Felsengerüst an manchen Stellen sehr gut aufgeschlossen. Darum konnten die geologischen Aufnahmen für einen grossen Teil des Gebietes so eingehend ausgeführt werden, dass die

Gesteinsgrenzen mit einer in unserem Lande ungewöhnlichen Genauigkeit von einigen Metern gezeichnet wurden. An manchen Stellen sind ausserdem die geologischen Züge aus den elektrischen Messungen abgeleitet worden, die in den Sommern 1928—1934 unter Leitung von Herrn Prof. V. Ylöstalo und Herrn Ing. W. Nordin ausgeführt wurden. Am westlichen Teile des Kaulatunturi und unterhalb der N-Abhänge der oben genannten Fjelde sind jedoch die Aufschlüsse so spärlich, dass die Gesteinsgrenzen nicht so exakt wie zu beiden Seiten der Basis aufgenommen werden konnten. Östlich des Itäinen Ortoaivi ist eine Lücke von 2.3 km vorhanden, wo so gut wie keine Aufschlüsse auftreten, und auch weiter östlich sind unsere Kenntnisse über den Gesteinsbau sehr lückenhaft.

Die petrographischen Untersuchungen sind hauptsächlich im J. 1929 in der Geologinen Toimikunta ausgeführt worden. Als Untersuchungsmaterial wurde das von den Herren Prof. V. Tanner und Prof. H. Hausen sowie vom Verf. gesammelte reichliche Material der Geologinen toimikunta benutzt. Diese Sammlungen wurden vom damaligen Vorstand der Geologinen Toimikunta, Herrn Prof. J. J. Sederholm, der auch sonst meine Arbeit gefördert hat, mir freundlichst zur Verfügung gestellt, wofür ich ihm hiermit meinen besten Dank ausspreche. Die chemischen Analysen wurden von Herrn Dr. Lauri Lokka und unter seiner Aufsicht von Herrn Harald Lönnroth im chemischen Laboratorium des Geologinen Toimikunta ausgeführt. Ergänzungen zu den früher publizierten Analysen habe ich von Herrn Mag. phil. A. Zilliacus bei der staatlichen Bodenforschungsanstalt (Valtion Maatutkimuslaitos) erhalten, wofür ich diesen Herren zu Dank verpflichtet bin. Alle Mikroaufnahmen sind mit Reichert Universal-Kamera-Mikroskop Type »MeF» ausgeführt.

Die vorliegende Arbeit hat seit 1932 grösstenteils fertig im Manuskript vorgelegen, es war mir aber wegen anderer, hauptsächlich praktisch-geologischer Arbeiten nicht möglich, sie im Druck zu veröffentlichen.

Helsinki im Oktober 1937.

Heikki Väyrynen.

ÜBERSICHT ÜBER DIE SCHÜRFARBEITEN BIS ZUM JAHRE 1934.

In dem zuerst entdeckten Vorkommen von nickelhaltigem Magnetkies im Talhang des Flusses Kotseljoki (112 m P₁ 348 m S, siehe Fig. 2) ergab sich auch bei den genaueren Untersuchungen im Mittel ein Nickelgehalt von 4.29 % Ni, aber die Dimensionen waren so klein, dass dieses Vorkommen sich als praktisch wertlos erwies. Indessen ergaben die fortgesetzten Untersuchungen in den Jahren 1924—25 neue Funde, die einen gleichen oder sogar höheren Nickelgehalt zeigten, aber viel grössere Dimensionen hatten. So wurden ein Vorkommen an der nördlichen Böschung des Kammikivitunturi (1 900 m P₂ 110 m S), zwei zwischen dem letzteren und dem Läntinen Ortoaivi (2 148 m P₂ 191 m S und 2 213 m P₂ 107 m S), eins an der nördlichen Böschung des letztgenannten Fjeldes (2 745 m P₂ 145 m N) und zwei am Kaulatunturi (1 410 m P₁ 594 m S und 1 771 m P₁ 316 m S) entdeckt.

Zuerst war das Vorkommen am Kammikivitunturi das am meisten versprechende. Darum wurden die Diamantbohrungen im J. 1926 hier begonnen, und es wurden dort in diesem und in den folgenden Jahren 6 Bohrlöcher, zusammen 320 m, angelegt. Es erwies sich, dass dieser Erzkörper, der im Ausbiss eine Dicke von 5.5 m hat, sich nach der Tiefe zu sehr schnell auskeilt, und sein Inhalt wurde auf nur ca. 220 000 t geschätzt. Der Metallgehalt ist im Ausbiss nach einer Generalprobe 5.24 % Ni und 3.08 % Cu, aber in den Tiefbohrproben niedriger, höchstens 3.49 % Ni und 2.75 % Cu.

Die folgenden Tiefbohrungen in den Jahren 1927—29 wurden an der Fundstelle des Läntinen Ortoaivi ausgeführt. Auch hier wurden 5 Löcher, zusammen 374 m, gebohrt, aber nur in einem von ihnen wurde Erz angetroffen, so dass auch dieser Fund sich als unbedeutend erwies. Die Mächtigkeit dieses Vorkommens ist im Ausbiss 2.5 m, der Metallgehalt im Mittel 3.11 % Ni und 1.49 % Cu, in den Tiefbohrproben aber auch hier ärmer. Die zwischen diesem und dem Vorkommen vom Kammikivitunturi gemachten Funde erwiesen sich bei Schürfgrabungen als noch geringer, ebenso auch das noch im J. 1934 entdeckte dritte Vorkommen in ihrer Nähe.

Im Jahre 1929 war der zweite Fund am Kaulatunturi so weit aufgeschlossen, dass er beträchtliche Dimensionen zeigte, während der erste und ein neues im oben erwähnten Jahre entdecktes Vorkommen sich als unbedeutend erwiesen. Darum wurden die Tiefbohrungen nun auf den Kaulatunturi verlegt. Dann wurden die Arbeiten in diesem Erzfelde bis zum J. 1934 fortgesetzt und hier insgesamt 16 Löcher, zusammen 1 610 m, gebohrt. Von diesen Löchern wurde in 9 Erz mit wenigstens 2 m Mächtigkeit angetroffen, die grösste Mächtigkeit betrug 20 m.

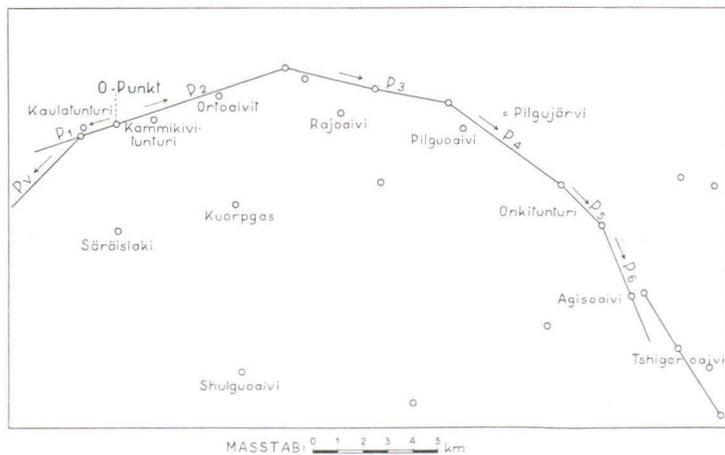


Fig. 2. Das angewandte Basensystem. Die Basen P2 bis P6 werden von Westen nach Osten, P1 und Pv umgekehrt gerechnet.

Auf Grund dieser Bohrungen konnte die wahrscheinliche Erzmengung im Vorkommen vom Kaulatunturi schon im Jahre 1934 auf mindestens 5 Millionen Tonnen geschätzt werden. Die Gehalte betragen im Ausbiss in einer Reihe von Proben im Mittel 5.26 % Ni und 2.08 % Cu, aber in den Bohrkernen waren die Gehalte beträchtlich niedriger, im Mittel nur 1.61 % Ni und 1.32 % Cu, höchstens 3.17 % Ni und 2.68 % Cu. Erst in der letzten Bohrung, wo 20 m mächtiges Erz durchbohrt wurde, stieg der Gehalt auf einer Strecke von 13 m bis zu 6.25 % Ni und das Mittel von 20 m Erz auf 4.48 % Ni und 1.64 % Cu. Dies scheint dafür zu sprechen, dass bei grösserer Mächtigkeit des Erzes auch die Gehalte höher werden, weswegen die wahrscheinlichen mittleren Gehalte die angegebenen Werte bedeutend übersteigen müssen.

In den östlicheren Teilen der erzführenden Phyllitzone wurde insgesamt an vier Stellen nickelhaltiger Magnetkies angetroffen, am Quellbach des Kolosjoki (1900 m P₃ 1 140 m N), am Hügel Pilgunjunne (2 834 m P₃ 842 m N), in der Nähe von Pilgujauri (2 764 m P₄ 633 m N) und schliesslich an der nördlichen Abdachung des Onkitunturi (937 m P₅ 924 m N). Von diesen können nur die beiden letzteren praktische, wirtschaftliche Bedeutung erlangen, während die beiden ersteren wertlos sind. Tiefbohrungen sind indessen nur am Vorkommen von Pilgujauri ausgeführt worden, und zwar hat man auch hier nur zwei Löcher gebohrt, zusammengerechnet 116 m,

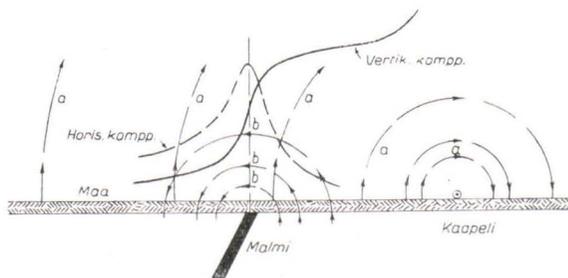


Fig. 3. Querschnitt des elektromagnetischen Wechselfeldes. a, die vom Kabelstrom erzeugte elektromagnetische Feldrichtung, b, die Richtung des sekundären Feldes, erzeugt von dem im Erz (= Malmi) induzierten Wechselstrom. Horis. kompp. und Vertik. kompp. sind die Intensitäten der Horizontalkomponente und der Vertikalkomponente des zusammengesetzten Feldes.

womit die Frage nicht als erledigt betrachtet werden kann. Das Vorkommen vom Onkitunturi ist nicht eingehender untersucht worden.

Diamantbohrungen konnten unter den obwaltenden Umständen nur 3 Monate jährlich vorgenommen werden. Sie wurden bis zum Jahre 1930 von Herrn J. N. Soikero, 1932 von Ing. W. Nordin und dann von Verf. geleitet.

Elektrische Schürfungen wurden im Jahre 1928 begonnen und danach bis zum J. 1934 fortgesetzt. In den beiden ersten Jahren fanden sie unter Leitung von Prof. V. Ylöstalo, dann unter Leitung von Ing. W. Nordin statt. Das primäre elektromagnetische Wechselfeld wurde durch eine Schlinge mit einer Umfassung von 0,5 km², einer Stromstärke von 1,7 Amp. und Frequenz von 500 erzeugt. Bei der Sondierung wurde nur die vertikale Feldkomponente gemessen,

aber bei den in den Störungsgebieten (Fig. 3) ausgeführten Kontrollmessungen wurden mehrere andere Feldeigenschaften bestimmt. Ausserdem wurden Messungen mit verschiedenen Frequenzen, von 25 bis 2 000, für die qualitative Beurteilung der Erzvorkommen ausgeführt. Das in dieser Weise untersuchte Areal umfasst ca. 40 km². Vermittels dieser Untersuchungen wurden zwei Vorkommen, das vom Pilgujauri und das letzte von den Vorkommen zwischen Kammitunturi und Ortoaivi gefunden. Sodann waren in der ganzen erzführenden Zone insgesamt 13 Funde von nickelhaltigem Magnetkies bekannt, die äussersten in einem gegenseitigen Abstände von 20 km.

Auch magnetische Messungen fanden bei der Bestimmung der Verbreitung von Serpentin unter der Erddecke statt, wobei das magnetische Variometer von Schmidt verwendet wurde.

Im Jahre 1934 wurden die Erzfunde der Firma Mond Nickel Company Ltd. in London in einem Konzessionsvertrag überlassen. Diese Firma übernahm auch die Schürfarbeiten und hat dann Tiefbohrungen in grosser Menge, besonders auf dem Erzfelde des Kaulatunturi, ausgeführt, auf die aber in der vorliegenden Arbeit kein Bezug genommen werden konnte.

PHYSIOGRAPHISCHE UND GEOLOGISCHE STRUKTUR DES GEBIETES.

DIE TOPOGRAPHISCHEN HAUPTZÜGE.

Das Petsamo-Gebiet kann nach seiner physiographischen Beschaffenheit in drei Teilgebiete gegliedert werden: 1. das südliche Fjeldgebiet südlich des Luttojoki-Flusses, 2. das mittlere Seengebiet in der Umgebung des Lappendorfes Suonikylä und 3. das nördliche Fjeldgebiet in der Nähe der Eismeerküste. Das erstgenannte Fjeldgebiet, namens Saariselkä, mit mehreren Erhebungen zwischen 630—650 m ü. M. (die höchste, Joutsenpää, lapp. Jon Njutshoiv, 714 m), ist eine Abzweigung des langen Fjeldzuges Maanselkä, der in Finnisch-Lappland die Wasserscheide zwischen dem Bottnischen Meerbusen und dem Nördlichen Eismeer bildet. Das mittlere Seengebiet, mit einer mittleren Seehöhe von 160 m ü. M., die höchsten Scheitel bei 300—376 m (nur eine Erhebung, der Saukkotunturi, lapp. Lusmvaar, 501 m ü. M.), ist die östliche Fortsetzung des Flachlandes, in welchem das Becken des Inarijärvi-Sees (118 m ü. M.) den west-

lichen Teil bildet. Das nördliche Fjeldgebiet ist wieder eine Fortsetzung der norwegischen Fjelde.

In dem genannten nördlichen Fjeldgebiet können wieder drei morphologisch verschiedenartige Teile unterschieden werden. So haben wir zunächst an der Eismeerküste die zum grossen Teil aus nackten Felsen bestehenden Küstenfjelde, die eine unmittelbare Fortsetzung der norwegischen Küstenfjelde im Westen sind und an der östlichen Seite über die russische Grenze hinaus weitergehen. Die höchsten Punkte, der Pasaritunturi (504 m) und der Tsherdekaisi (449 m), liegen in der Nähe der Eismeerküste.

Südlich der Küstenfjelde haben wir ein etwas niedrigeres Gebiet mit bogenförmigen Rücken und dazwischen liegenden Talzügen mit Seen und Flüssen. Nur die höchsten Teile der Rücken, der Orschoaivi (342 m), der Saaritunturi (339 m) und der Shetskoaivi (318 m), erheben sich über die Waldgrenze, während die niedrigeren Teile mit Birkenwald und die Täler zum Teil sogar mit Birken-Kiefern-mischwald bestanden sind. Diese in nord-südlicher Richtung 10—20 km breite Zone erstreckt sich vom See Kuotsjärvi im Westen bis zum Fluss Välsjoki an der russischen Grenze im Osten.

Weiter südlich, durch das erwähnte Zwischengebiet von den Küstenfjelden getrennt, liegt das ausgedehnte Fjeldgebiet der Petsamontunturit, von denen mehrere Gipfel die Höhe 500—632 m ü. M. erreichen. Im Westen ist diese Fjeldgruppe durch die weiten Senken der Seen Kuotsjärvi, Salmijärvi und Pitkäjärvi von den norwegischen Fjelden getrennt, und auch gegen Osten ist sie durch die breiten Täler der Flüsse Lammasjoki und Välsjoki (an der russischen Grenze) begrenzt. Gleich hinter der russischen Grenze erhebt sich noch eine ähnliche, isolierte, aber kleinere Fjeldgruppe Kuotshen (Kutshin).

Die Fjeldgruppe Petsamontunturit ist durch Bruchtäler in drei grössere Teile gegliedert (siehe die Karte Fig. 4). Von diesen ist das nordwestliche Fjeldgebiet das grösste. Zu ihm gehören am nordwestlichen Fjeldrande die Scheitel Kaulatunturi (403 m) und Kammikivitunturi (482 m) mit den beiden (dem östlichen und westlichen) Ortoaivi-Scheiteln, südöstlich und südlich der Säräislaki (555 m), der Housutunturi (548 m), der Kuorpukas (632 m) und der Rajoaivi (466 m). Diese stehen wieder im Osten in Verbindung mit den Fjelden Vilgiskoddeoaivi (517 m) und Onkitunturi (Jönkiergioaivi, 429 m).

Die hauptsächlich aus den genannten Fjelden bestehende Gruppe ist durch Bruchtäler mit den Flüssen Kaamojoki und Luotnjoki (lapp. luotn=gespalten) vom mittleren Fjeldgebiet getrennt. Dieses Gebiet umfasst hauptsächlich die Fjelde Shulguoaivi (514 m), Sel-

duoaiivi (496 m), Luotnoaiivi, Njoammelatshohki (438 m), die beiden Svinoaiivi und den Melloaiivi (Menneloaiivi, 369 m).

Diese Gruppe ist weiter durch das tiefe Bruchtal des Flusses Petsamonjoki vom östlichen Fjeldgebiet mit den Gipfeln Tshigoroaiivi, Mattert (528 m) und Rudeparts gesondert. An diese Gruppe schliesst sich noch im Südosten der Fjeld Pieni (=kleiner) Ryssäntunturi (Russoaiivi, 380 m) an, während der Iso (=grosser) Ryssäntunturi (360 m) im Südosten durch eine tiefe Senke mit den Seen Ryssänjärvet davon getrennt, zu einer eigenen Gruppe gegenüber dem Kuotshen (auf der russischen Seite) gehört.

Südlich der eigentlichen Petsamontunturit, durch Seen und Moore von ihnen getrennt, erhebt sich noch der 525 m hohe, schöne Fjeld Porjetash mit drei Gipfeln.

DIE QUARTÄRE BEDECKUNG DES FELSGRUNDES.

Über die quartären Ablagerungen hat H. Hausen einen übersichtlichen Bericht gegeben, ausserdem hat V. Tanner einige spezielle Probleme behandelt.

Die das Grundgebirge verhüllenden quartären Ablagerungen haben in den höheren Gegenden, besonders in den Fjeldgebieten eine geringe Mächtigkeit. Die Küstenfjelde sind durchweg nackte Felsen, und nur in den Tälern und Klüften haben Schotterablagerungen Platz gefunden.

In dem Zwischengebiet, das die Küstenfjelde von den Petsamontunturit trennt, ist die Mächtigkeit der Moränendecke viel bedeutender, teils zu verhältnismässig ebenen Geländen ausgebreitet, teils aber zu steinigem Hügeln und Rücken aufgeschüttet, so dass das Grundgebirge manchmal nur in spärlichen Aufschlüssen erscheint.

An den Nordhängen der Petsamontunturit werden, besonders im Onkitunturi-Gebiet, manchmal 20—30 m tief in die Moräne eingeschnittene Flusstäler angetroffen. Auch in den westlicheren Teilen der Nordabhänge sind tiefe Einschnitte in die Moräne beobachtet worden, die aber nicht so gewaltig sind, wie die obenangeführten. Das Moränenmaterial besteht zum grossen Teil aus Gesteinen der Granulitformation und aus den damit zusammenhängenden Charnockiten. Dieses Material stammt aus den südlichen Teilen des Petsamogebietes. Manchmal ist die Moräne so reich an feineren Bestandteilen, dass sie in nassem Zustande in Form von Terrassen hangabwärts fliesst.





Im Gebiet der Petsamontunturit finden sich auch ausgedehnte nackte Felsflächen, aber nicht in solcher Menge wie auf den Küstentfeldern. Charakteristisch ist hier eine dünne Moränenbekleidung, die so gleichmässig ist, dass die Vegetation im allgemeinen die Struk-

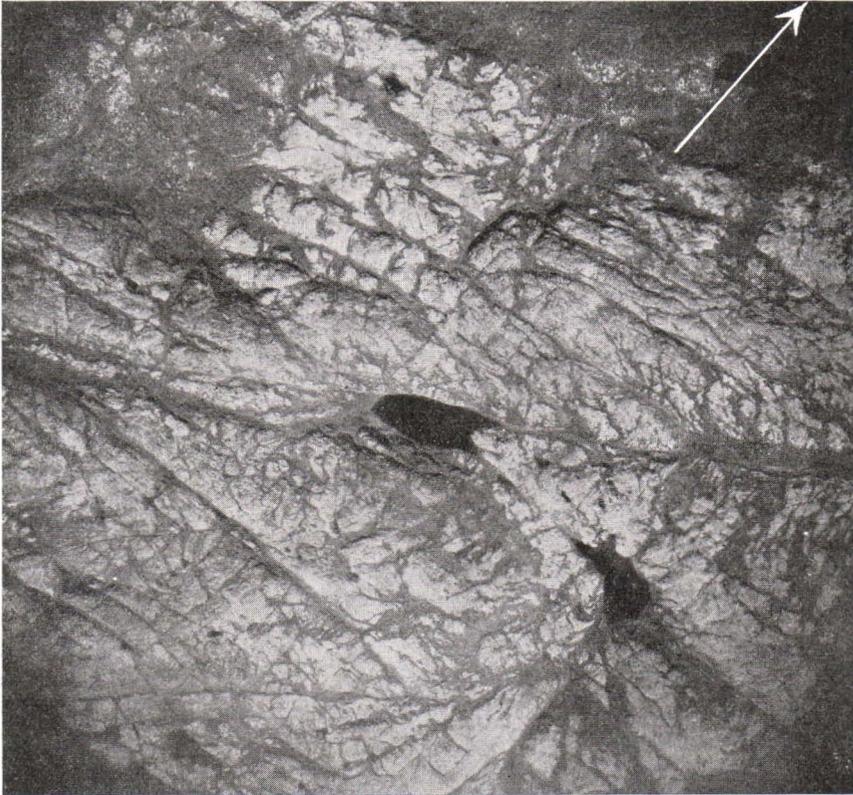


Fig. 5. Fjeldgebiet 5 km südwestlich des Onkitunturi. Der Pfeil zeigt die Nordrichtung. Massstab 1:25.000.

tur des Felsenuntergrundes deutlich widerspiegelt. Auf den grösseren Flächen ohne Bruchspalten haben wir eine gleichmässige, lichte, grünlich graue Moos- und Flechtenvegetation, während die flachen Rinnen über den Bruchspalten mit dunklerem *Empetrum* und *Betula nana* bewachse sind. So treten auf den Flugzeugaufnahmen die Strukturzüge des Felsgerüstes oft so deutlich hervor, als wenn es sich um nackten Fels handelte (Fig. 5).

Wo die Moräne in mächtigeren Ablagerungen auftritt, hat sie in der Richtung der Eisbewegung verlaufende, deutlich streifige Oberflächenformen. Diese Streifigkeit ist besonders schön in der

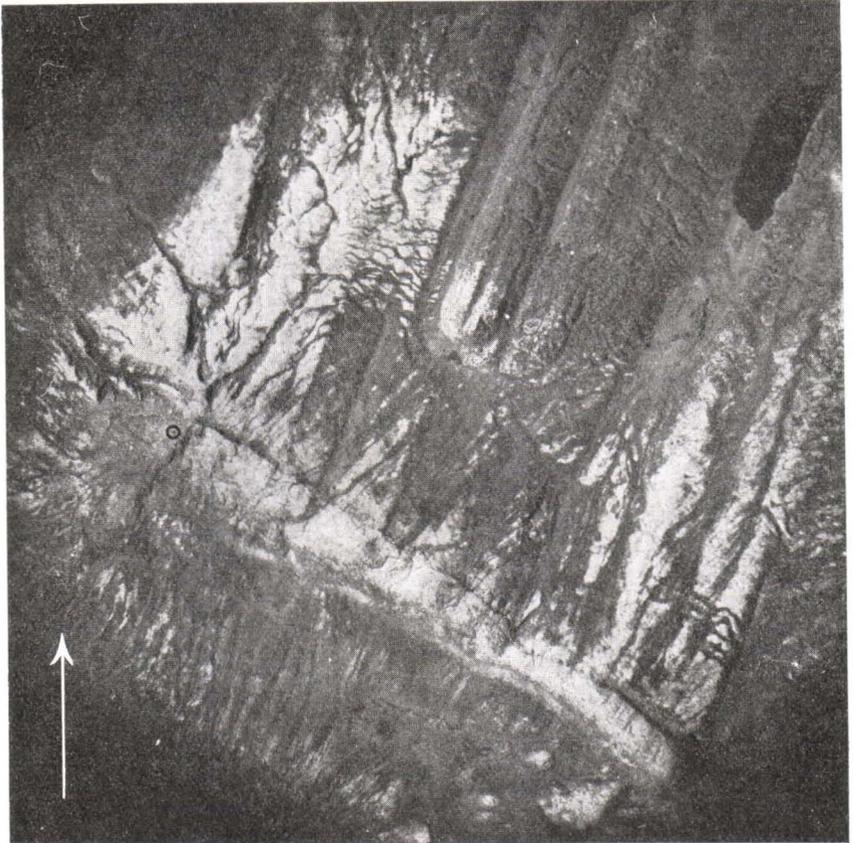


Fig. 6. Das Fjeldgebiet Lakporjetash. Der kleine Zirkel ist der höchste Punkt. Massstab 1:25.000.

Nähe des Fjeldes Lakporjetash, an der südlichen Seite der Petsamontunturit ausgebildet (Fig. 6).

Südlich vom Fjeldgebiete der Petsamontunturit hat sich eine mächtige Moränendecke über weite Flächen ausgebreitet, so dass auf einer Strecke von 15 km südlich der Fjelde Porjetash und Lakporjetash das Felsgerüst an keiner Stelle aufgeschlossen ist.

Auch die alten Täler der grösseren Flüsse, z. B. Lammasjoki, Petsamonjoki, Luotnjoki und Suonijoki, besonders an ihrem Unterlauf, sind mit mächtigen Schotterablagerungen gefüllt. Diese sind als Deltaablagerungen bei einer 80—40 m höheren Meeresoberfläche als heute entstanden und die jetzigen Flüsse haben tiefe Rawinen in sie eingeschnitten.

FRÜHERE UNTERSUCHUNGEN DER PRÄKAMBRISCHEN BILDUNGEN.

Die geologischen Hauptzüge der Fjeldgruppe der Petsamontunturit sind zuerst von H. Hausen (1926) untersucht worden. Weil aber dieses Gebiet damals noch nicht genauer kartographisch aufgenommen war, konnte er nur die allgemeinen Richtlinien festlegen. Seine Arbeit gibt ausserdem ein ausführliches Verzeichnis der älteren Literatur.

Nach Hausen liegt inmitten eines hochmetamorphen, granitdurchdrungenen Terrains ein Grünstein-Massiv »von deutlich postarchaischem Charakter«, was sowohl aus seinen überschneidenden Grenzen als aus den von ihm entsandten Apophysen hervorgeht. Der Hauptteil der Gesteine besteht aus feinkörnigen bis dichten grünlich grauen und propylitisch umgewandelten Grünsteinen, in denen folgende Typen unterschieden werden können: 1. Metadiabase, 2. Mandelsteine, 3. Tuffite und 4. eine azide Abspaltung, Metaandesit am Fjeld Porjetash. Eine andere Gruppe von Gesteinen besteht aus: 1. Serpentin, 2. körnigen Diabasen, Gabbrodiabasen, Pyroxeniten, Anorthositen, 3. magmatischen Sulphiderzkonzentrationen. Als dritte Gruppe hat er noch die metamorphen Derivate der ersteren: 1. Amphibolite, 2. Kalkphyllite, Chloritschiefer usw. unterschieden.

Diesen eruptiven Serien schliessen sich noch sedimentäre Bildungen in Form von mit der nördlichen, nordwärts gebogenen Kontaktlinie konformen Zonen mit südlichem Einfallen an. Dazu gehören Quarzite, Konglomerate, Dolomite und Tonschiefer, die von Hausen als gleichaltrig mit den kambrischen Sedimentformationen der Fischerhalbinsel an der Eismeerküste angesehen wurden. Ausserdem kommt im nördlichen Teil des Grünsteinmassivs eine Zone von Hälleflinta vor. Diese Formation ist nach Hausen älter als der umgebende Grünstein, aber sonst von unbekanntem Alter.

Nach Hausens Ansicht »füllt das Grünsteinmassiv einen tektonischen Graben aus. Es ist eine umfangreiche Scholle des präkambrischen Urgebirges eingebrochen und an deren Stelle das basische Magma hervorgezungen«.

»Dieses Hervordringen geschah jedoch wahrscheinlich unter Verhältnissen, die denen einer lakkolitischen oder besser gesagt einer lopolitischen Intrusion sehr ähnlich gewesen sein dürften« (S. 88—89).

Weiter denkt Hausen, »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. Man hat hier also vermutlich das ultrabasische Gegenstück zur sauren Differentiationsfazies im oberen Teil des Grünsteinmassives: zum Andesit von Porjetuoddar«. »Innerhalb der basalen ultrabasischen Magmamasse haben sich dann einzelne mehr oder weniger monomineralische Gesteinstypen ausgeschieden, wie die Pyroxenite und Anorthosite« (S. 72—73).

Die Erzlagerstätten haben sich nach Hausen als unmittelbare magmatische Ausscheidungen aus dem ultrabasischen Magma an den Grenzflächen des Tonschiefers, entweder im Hangenden oder im Liegenden, angereichert. Diese Auffassung gab ihm Anlass zu der Vermutung, dass beim Anschwellen der Serpentine z. B. gegen unten auch die Mächtigkeit der Erzvorkommen zunehmen müsse.

Die Untersuchungen V. Tanners (1924—29) haben hauptsächlich die Beschaffenheit und die Erscheinungsform der Erze zu erklären versucht. Im Erz hat er zwei Haupttypen unterschieden: das Substrat- und das Gangerz. Der erstere Erztypus besteht aus einer feinkörnigen Kiesmasse, die nach oben in den Serpentin übergeht. Der zweite Typus besteht hauptsächlich aus Kupferkies, der in Form von Gängen den erwähnten Typus durchsetzt.

Über die Entstehung des Erzes hat Tanner eine ähnliche Auffassung wie Hausen, dass es sich also um unmittelbare Ausscheidung aus Peridotitmagma handele, entstanden durch eine Anreicherung der Sulfide gegen den Boden des Magmas.

Über die Tektonik der Petsamontunturit haben sich noch Väyrynen (1928) und Wegmann (1929) geäussert. Beide haben im Gegensatz zu Hausen den horizontalen Bewegungen eine wichtigere Rolle zugeschrieben. Der erstere nimmt eine Bewegung gegen Norden an, die Fältelung der Phyllite wäre etwa durch eine Keilspannung zustande gekommen. Nach der Ansicht des letzteren wären die Bewegungen nach Westen gegangen.

In den Eruptivgesteinen hat Väyrynen eine effusive und eine intrusive Serie unterschieden und die Erzbildungen entweder als Intrusionen von Erzmagma oder Imprägnation im Zusammenhang mit den tektonischen Bewegungen nach der Verfestigung und Verschieferung der Intrusivgesteine erklärt. Es wurden zwei Typen von

Erzbildungen unterschieden: der kompakte Erztypus und der brekziierte Erztypus (Beispiele: der Kammikivi und der Kaulatunturi).

J. J. Sederholm hat in einer Abhandlung über die Eisenerzformation von Süd-Waranger auch die Formationen der Petsamontunturit und ihr Verhältnis zur obengenannten Formation kurz behandelt.

DIE FORMATIONEN UND GESTEINE.

Im nördlichen Teil des Petsamogebietes spiegelt sich die geologische Struktur in den Formen der Erdoberfläche sehr deutlich wider. Die Oberflächengestaltung, nach welcher das nördliche Fjeldgebiet in drei Teile: die Küstenfjelde, das Zwischengebiet mit bogenförmigen Rücken und das Fjeldgebiet der Petsamontunturit eingeteilt wurde, beruht auf Verschiedenheiten im Gesteinsgrund dieser Teilgebiete.

In den Küstenfjelden stehen Granite und Pegmatite sowie von diesen durchsetzte Gneise und Amphibolite an. Das Zwischengebiet besteht aus bogenförmig streichenden Zonen verschiedenartiger vulkanischer Gesteine mit eingelagerten sedimentären Formationen. Die Fjeldgruppe der Petsamontunturit wieder ist in der Hauptsache ein halbkreisförmiges Diabasmassiv.

Das Granitgebiet scheint zu einer alten Grundgebirgsscholle zu gehören, die wahrscheinlich älter als die übrigen obenerwähnten Bildungen ist. Die Grenze zwischen diesen ist indessen nirgends aufgeschlossen angetroffen worden, so dass es sehr schwierig ist, diese Vermutung zu beweisen. Jedenfalls ist keine Kontaktwirkung von seiten der Granite und Pegmatite in den vulkanischen Bildungen beobachtet worden. Für diese jüngeren Formationen hat Wegmann die Benennung *Tunturi-Formationen* angewandt, aber Sederholm hat die Bezeichnung *Petsamontunturit-Formationen* als zweckmässiger angesehen. Im folgenden wird jedoch die erstere, kürzere Benennung verwendet. Diese Formationen können, mit der Granit—Gneis-Unterlage beginnend, folgendermassen in Zonen eingeteilt werden (Fig. 7).

1. Unmittelbar auf der Unterlage liegt eine Zone von Diabasmandelsteinen mit eingedrungenen gabbroiden Gesteinen. Diese Zone verläuft, an den Seen Kuotsjärvi, Kontiojärvi und Töllevinjärvi (in Patsjoki) im Westen beginnend, parallel zum Postweg nach dem alten Kloster Yläluostari, wendet sich dann nach Süden und überschreitet die russische Grenze östlich der Fjelde Ryssäntunturit ca. 25 km südlich des Klosters Yläluostari. Die Breite dieses Gürtels

ist meist 2—4 km, sie schwillt aber am westlichen Ende bis zu 8 km an. Nahe der inneren (südlichen) Grenze sind in grosser Erstreckung Einlagerungen von Dolomit, Phyllit und Quarzit (Zone von Kalkkipahta—Kuvernöörinkoski) angetroffen worden.

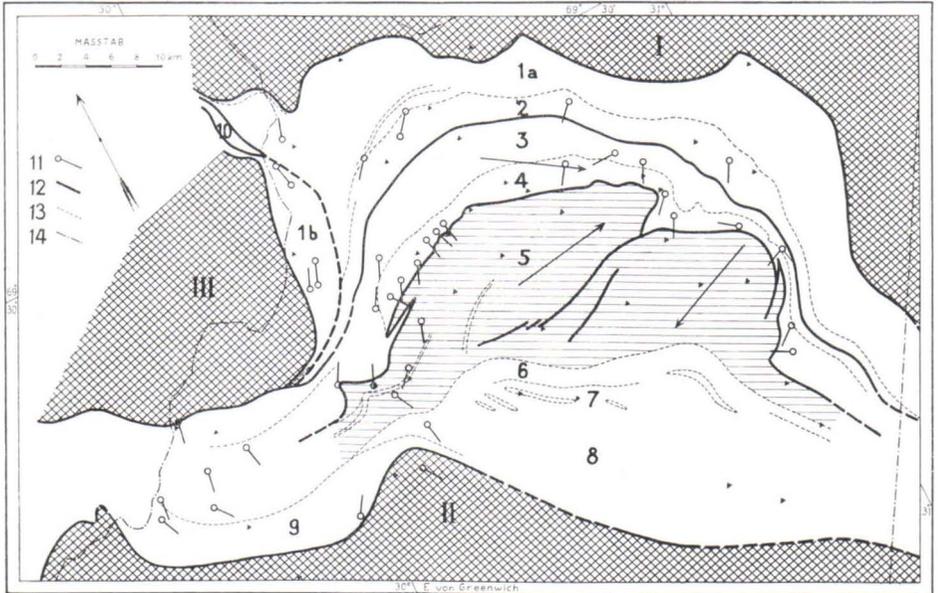


Fig. 7. Tektonische Übersicht über Tunturi-Formationen.

1—9 verschiedene Zonen der Tunturi-Formationen (siehe S. 21—24).

10 Konglomerat von Kontiojärvi

11 Achsenrichtung der Fältelung

12 Tektonische Grenze

13 Formationsgrenze

14 Reichsgrenze

2. An der inneren Seite des Gürtels von Mandelsteinen ziehen sich, zum Teil an der Grenze mit ihnen wechsellagernd, dichte und feinkörnige syenitische Effusivgesteine (von Hausen Hälleflinta genannt) mit Einlagerung von sedimentären, wahrscheinlich pyroklastischen Schiefen und geschieferten Grünsteinen mit deutlich grüner Farbe (Grünsteine des Orshoavi) hin. In einer Breite von 1—3 km erstreckt sich diese Zone vom östlichen Strande des Sees Kuotsjärvi lückenlos 60 km lang bis zum See Sallojärvi 6 km von der russischen Grenze, wo sie zusammen mit dem übrigen Gesteinsgrund unter den

Schuttablagerungen des Flusstales des Välsjoki verschwindet. In der südwestlichen Richtung sind noch ähnliche Gesteine bis zum Wasserfall Menikka am nördlichen Ende des Sees Pitkäjärvi und noch weiter im NW an der norwegischen Seite angetroffen worden.

Am inneren Rande der Zone syenitischer u. a. Gesteine sind am Flüsschen Pikku Kolosjoki nur wenig umgewandelte Konglomerate, Arkose, Sandsteine, Tonschiefer und Dolomite angetroffen. An der Grenze gegen die darauf folgende Zone sind die Phyllite mit den einlagerten Dolomiten sehr stark geschiefert und zerrieben, wobei die letzteren zum Teil silifiziert sind. Im östlichen Teil des Gebietes sind in dieser Stellung nur Reste der stark geschieferten Quarzite und Dolomite gefunden worden.

Die innere Grenze der Zone syenitischer u. a. Bildungen gegen die darauffolgenden ist auch im Gelände als deutliche Reihe von Tälern mit Flüssen (Pikku Kolosjoki) und länglichen Seen überall sichtbar. Darum scheint diese Grenzfläche als wichtige Bewegungsgrenze aufgefasst werden zu können.

3. Die darauffolgende Zone ist aus grünlich grauen Diabas-Grünsteinen und aus mit ihnen wechsellagernden tuffitischen Schiefern aufgebaut. An ihrer südlichen (inneren) Grenze sind, am Kaulatunturi beginnend, bis zur Gegend der Seen Ylä- und Ala-Pilgujauri bis 200 m mächtige Züge von agglomeratischen Bildungen angetroffen worden (von Hausen als Dislokations-Brekzien gedeutet).

4. Erst daran, an den nördlichen Böschungen der Fjeldgruppe Petsamontunturit entlang, folgt die erzführende Zone, die aus doleritischen Diabasen, Phylliten und einer intrusiven Gesteinsreihe von Serpentin, Gabbros und Gabbro-Dioriten bis Quarzdioriten zusammengesetzt ist. Diese Gesteine sowie die darauf folgenden feinkörnigen Diabase auf der Strecke Kaulatunturi—E-Ortoaivi bilden den hauptsächlichsten Gegenstand dieser Arbeit.

5. Die höchsten Teile der Fjeldgruppe der Petsamontunturit werden von einer halbkreisförmigen, grossen zentralen Scholle von feinkörnigen, grünlich grauen Diabasen gebildet.

6. Am weitesten im Südosten auf dem grösseren Ryssäntunturi tritt eine über 1 km breite Zone von groben Agglomeraten auf. Ihr weiterer Verlauf ist nicht bekannt, aber zahlreiche Blockfunde zeigen, dass sie in westlicher Richtung eine Fortsetzung hat, die sich weit über den Fluss Petsamonjoki erstreckt. Ihr schliessen sich vielleicht am Südrande der Fjeldgruppe, zwischen den Fjelden Schulguoaiivi und Porjetash Schieferformationen an.

7. An dem scharf profilierten Fjeldkamm Porjetash und auf einigen anderen ähnlichen Bergen südlich der vorigen Zone ist Quarzdiorit-

porphyrit (Metaandesit nach Hausen) und auf der Nordseite in seiner Nähe ein grobes pyroxenitisches Gestein angetroffen worden. Diese Gegend ist jedoch bis auf weiteres wenig untersucht und im allgemeinen mit Moräne bedeckt.

8. Auch an der südlichen Seite des Fjeldes Porjetash scheint eine Schieferformation zu liegen, sie ist aber nie an dieser Stelle aufgeschlossen angetroffen worden, sondern nur etwas westlicher südlich des Sees Kaamolompolo.

9. Die südliche Grenzzone der Tunturiformationen besteht aus Serizitschiefern mit einer Breite von 1—2 km. Diese Schiefer müssen ohne Zweifel als Mylonitschiefer aufgefasst werden. Auch diese Bildungen fallen 40° — 70° nach Süden unter die Hornblendite, Amphibolite und Gneise des Fjeldes Kaskama ein.

Darauf folgt das grosse, noch nicht eingehend untersuchte Gebiet im mittleren und südlichen Petsamo, bestehend aus öfters gneisigen oder schlierigen, granathaltigen Graniten, Amphiboliten und Hornblenditen. Im südlichen Petsamo gehen sie in die Gesteine der Granulitformation über. Diese Formationen sind also an der Grenze den Tunturi-Formationen überschoben.

Alle beschriebenen Zonen der Tunturi-Formationen fallen nach der inneren Seite ihres meist bogenförmigen Verlaufes ein. Im allgemeinen ist das Einfallen 45° . An einzelnen Stellen, wie zwischen den Seen Salmijärvi und Kuotsjärvi, ist das Einfallen ganz flach, an anderen Stellen, besonders im östlichen Teil des Gebietes sowie am südlichen Rande, stehen die Schichten steiler, bis zu 60° — 70° . Die Faltenachse fällt mit einigen Ausnahmen 20° — 40° gegen Süden ein oder weicht von der südlichen Richtung höchstens 25° — 30° , öfters nach Westen, im Gebiete Kaulatunturi—Kammikivitunguri oft nach Osten ab.

DIE HAUPTZÜGE DER TEKTONIK.

DIE BEWEGUNGSZONEN UND IHRE NATUR.

Es steht fest, dass die erzführende Schieferzone stark gefältelt ist und die Faltenachse mit wenigen Ausnahmen 40° — 60° nach der Südseite untertaucht. Diese Zone hat offenbar eine hohe Mobilität besessen und zeigt ein lebhaftes Bewegungsbild (Fig. 8).

Sowohl im Kaulatunturi- wie im Kammikivitunguri-Gebiet haben sich die oberen Teile dieser Zone mehr als die unteren bewegt: 1. In den unteren Teilen kommen die zerquetschten Zonen und die trans-

versale Schieferung im Phyllit seltener zum Vorschein als in den oberen Partien. 2. Besonders unmittelbar unter der grossen, zentralen Diabasscholle ist der Phyllit ganz zerrieben. 3. In den untersten Intrusiven ist der braunen Amphibol enthaltende Serpentin besser erhalten als in den oberen, wo dieser Amphibol nur in zerfetzten Resten bewahrt ist, was darauf hindeutet, dass die Serpentinsschollen, insbesondere die obersten, auf ihren Unterlagen vorgeschoben sind. 4. Auch sonst sind die kräftiger geschieferten Partien in den obersten Intrusivplatten, sowohl in den Serpentin als auch in den Pyroxeniten und Gabbros viel gewöhnlicher als in den untersten. So ist im ganzen Gebiete die oberste Intrusivplatte an manchen Stellen abgebrochen und die Teile stark verbogen, z. B. am Kammikivitunguri und Kaulatunturi, oder auf weiten Strecken geschiefert, wie am Kotselvaara. Die Intrusive sind also nach ihrer Verfestigung von starken Bewegungen ergriffen worden.

Weiter ist noch zu beachten, dass die Zusammensetzung der untersten Intrusivplatten viel regelmässiger ist als die der obersten. So ist in der ganzen obersten Intrusivplatte, besonders aber auf dem Kaulatunturi, die Verteilung von Serpentin, Pyroxenit und Gabbro sehr unregelmässig. An einigen Stellen kann sogar der ganze Intrusiv aus Serpentin, an anderen wieder aus Gabbro und Pyroxenit bestehen. Dieser Umstand deutet auf Bewegungen während der Verfestigung des Magmas hin, was indessen nur natürlich ist, denn selbst das Eindringen des Magmas in die Phyllite ist offenbar durch die Bewegungen bedingt worden, da die Intrusive einen deutlich ophiolitischen Charakter haben.

Die ausgezeichnete Konstanz der Achsenrichtung bei der Faltung des Phyllits spricht bestimmt dafür, dass die Bewegungsrichtung im ganzen Gebiete der Petsamontunturit ungefähr dieselbe gewesen ist. Darum kann kein Zweifel mehr darüber bestehen, dass es sich in dieser Zone um orogenetische Bewegungen von grosser Tragweite handelt.

Eine vielleicht noch wichtigere Bewegungslinie, wie früher schon erwähnt wurde, verläuft in den Flusstälern des Kolosjoki und Pikku Kolosjoki an der Phyllit—Dolomit-Zone entlang. Jedenfalls kann die aus granitischem Material bestehende Konglomerat—Arkos-Formation, die deutlich den Charakter einer eingeklämmten Molasse hat, ohne ausgedehnte Deckenbewegung von grosser Tragweite nicht erklärt werden. Unterhalb dieser Linie zeigen alle Formationen Zusammengehörigkeit, da sie ineinander übergehen, an den Grenzen wechsellagern oder sonst miteinander primär verbunden sind. In dieser Abteilung scheinen die Bewegungen am grössten in

der Dolomit-Zone des Kalkkipahta-Kuvernöörinkoski und an der Grenze gegen die Granit—Gneis-Unterlage gewesen zu sein.

Mit Rücksicht auf die Tektonik gliedern sich die Tunturi-Formationen in drei grosse, über einander liegende Abteilungen, von denen jede mit Lavenergüssen beginnt, mit wachsender Beimengung von tuffitischem Material fortsetzt und sich mit wahren Sedimentablagerungen endet. Zwischen diesen Abteilungen haben wir stark deformierte Zonen, die auf Bewegungen von grosser Tragweite hindeuten. Auf diesem Grund sind die erwähnten Abteilungen als einander überschobene, allochthone Decken zu betrachten. Es muss jedoch hervorgehoben werden, dass die obersten (südlichen) Teile der Formationsgruppe so stark mit Moräne bedeckt sind, dass mehrere ähnliche Decken in diesem Gebiete auftreten können, sie sind aber nicht festgestellt worden.

BEWEGUNGSRICHTUNG.

In der bisherigen Literatur ist die von Wegmann vermutete Bewegungsrichtung der Tunturi-Formationen von Osten nach Westen allgemeiner angenommen worden. Indessen hat Wegmann seine Auffassung in der Öffentlichkeit in keiner Weise motiviert. Eine ausführlichere Behandlung der Tektonik dieser Formationen wäre damals auch noch nicht möglich gewesen, weil sie nur in ihren allgemeinsten Zügen kartographisch aufgenommen waren.

Mit Berücksichtigung der Achsenlagen können nur die Bewegungsrichtungen annäherungsweise von WNW nach ESE oder umgekehrt in Frage kommen. Auf Grund des bisherigen Beobachtungsmaterials ist es unmöglich, zu einer anderen Ansicht zu kommen, als dass die Deckenbewegungen in den Petsamontunturit von WNW nach ESE gerichtet gewesen sind. Sowohl die eingehenden Untersuchungen als der allgemeine Verlauf der Formationen und ihr Deformationsstil sprechen dafür. Dafür seien unten einige Belege beigebracht.

Die Deformationsart der unteren (nördlichen) Grenze der grossen zentralen Diabasscholle und die sich daran anschliessenden Bruchbildungen in den Diabasen im Kammikivi—Kaulatunturi-Gebiet (Fig. 8) bedeutet jedenfalls eine relative Bewegung von Westen nach Osten in den oberen gegenüber den niedrigeren Teilen, d. h. in der Diabasscholle im Verhältnis zu ihrer Unterlage. In den genauen Untersuchungen des Erzvorkommens vom Kaulatunturi ist diese Deformations- und Bewegungsrichtung in der Faltung und in der Verwerfung einzelner Schichten manchmal bestätigt worden.



Fig. 8. Die Tektonik des Gebietes Kaulatunturi—Kammikivinturi. 1. Diabase mit Bruchspalten, 2. Intrusive, 3. Dolerite, 4. Tuffschiefer, weiss Phyllit, 5. Faltenachsen. Massstab 1:50,000. Die Nordrichtung ist nach unten.

An vielen anderen Stellen im Kammikivi—Kaulatunturi-Gebiet ist dieselbe Deformationsrichtung in allen Teilen der Phyllitformation sichtbar, so im nordwestlichen Steilhang des Kotselvaara (Fig. 9), wo die Faltenachse dieselbe Richtung hat wie in dem stark deformierten Gebiet südlich des Kotselvaara. Dasselbe ist auch in der Deformation im westlichen Teil des Kaulatunturi der Fall (siehe die Karte). Selbst das mise en place des Erzvorkommens am Kaulatunturi ist nur unter dieser Voraussetzung erklärlich.

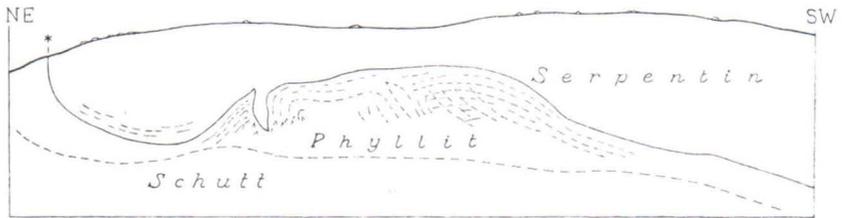


Fig. 9. Nordwestlicher Steilabhang des Berges Kotselvaara.

Nach der bisherigen Auffassung müsste die oben angegebene Bewegungsrichtung als Rückfaltung gedeutet werden. Dies ist indessen schwer zu motivieren, weil in den westlichen Teilen des Gebietes das Einfallen im allgemeinen flach ist und entsprechend der Lage der Faltenachse die Bewegung im Kammikivi—Kaulatunturi-Gebiet dieselbe Richtung wie die untere Grenze des Diabassmassivs eingenommen hat. Wir haben also hier keinen solchen Widerstand, die die Voraussetzung einer Rückfaltung ist. Weiter ist es, wenn das Diabassmassiv hier rückwärts deformiert wäre, nicht verständlich, auf welchem Grunde sich die darunter liegenden stark deformierten Formationen in der entgegengesetzten Richtung bewegt hätten. Wir haben es ja in diesen Teilen nicht mit starren Schollen wie das Diabassmassiv zu tun. Der Sachverhalt ist viel einfacher, wenn wir annehmen, dass die Diabasscholle sich nach Osten bewegt und damit die darunter liegenden Formationen beansprucht hat.

Die grosse zentrale Diabasscholle selbst scheint in der Tat sehr starr gewesen zu sein. Auch in ihr kann jedoch eine Teilung in ca. 40° nach Süden einfallende Platten festgestellt werden, aber gewöhnlich kann man keine grössere relative Bewegung zwischen ihnen ermitteln. Die Teilschollen können auch oft ursprüngliche Lavenergüsse sein (Fig. 5 und 10). Eine Bruchzone scheint indessen auf eine beträchtlichere Bewegungsrichtung innerhalb dieser Scholle

hinzudeuten. Das ist die früher genannte Linie Kaamojoki-Luotn. jaur (siehe S. 15 und Fig. 1), welche die grosse zentrale Diabasscholle in beinahe ostwestlicher Richtung in zwei grosse Teilschollen teilt. Zu der einen gehören alle die nördlicheren Fjelde der Gruppe Petsamon-

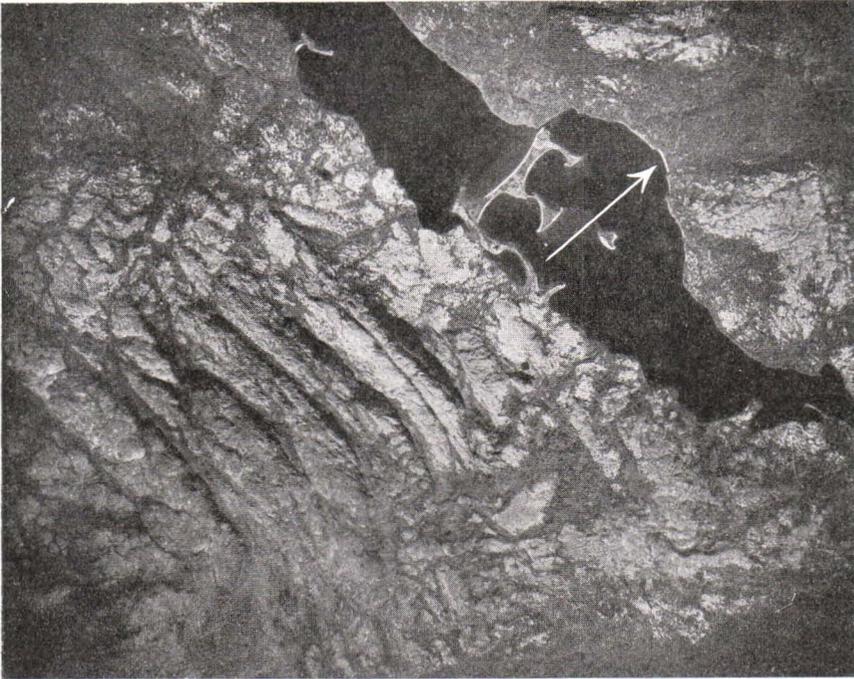


Fig. 10. Nordabhang des Fjeldes Luotnoaivi und der See Luotnjauri.

tunturit von Säräslaki im Westen bis zum Onkitunturi im Osten, zu der anderen die südwestlichen Fjelde: Seldoaivi, Njoammelatschohki und Mattert sowie dazwischen einige kleinere.

Es ist ganz deutlich, dass an dieser ausgeprägten Bruchzone entlang die südöstlichen Fjeldgebiete nach Westen bewegt worden sind. Diese Bewegung ist nun am besten als Rückfaltung der betr. Teile aufzufassen. Dafür spricht besonders das vertikale Einfallen im Osten, am Lammasjoki, und einige von der gewöhnlichen Richtung stark abweichende Lagen der Faltenachsen in diesem Gebiet. Vielleicht haben einige Erscheinungen, die mit dieser Rückfaltung zusammenhängen, Wegmann zu der Vermutung einer allgemeineren Bewegung nach Westen veranlasst.

Auch die Erhaltung so kaum umgewandelter Formationen im westlichen Teil der grossen Mulde, wie der Arkose, Sandsteine und Dolomite im Tale des Pikku-Kolosjoki (Zone 2), während in dem östlichen Teilen des Gebietes nur stark deformierte Reste von ihnen gefunden sind, spricht für eine Bewegung von Westen nach Osten, wodurch die genannten Formationen hinter dem Salmijärvi-Massiv (III in Fig. 7) geschützt worden sind, während sie im Osten gegen das Resistenzgebiet eingeklemmt und stark deformiert werden mussten.

Am deutlichsten äussert sich die Bewegungsrichtung der Tunturi-Formationen in ihrem Verhalten zur Eisenerzformation von Süd-Waranger. Die Grenze der Diabase schneidet nicht die Eisenerzformation ab, wie Hausen behauptet, sondern die zu den Tunturi-Formationen gehörigen Mandelsteine sind zusammen mit dieser eingeklemmt, wobei ihnen beiden die Süd-Waranger Grundgebirgsscholle (III in Fig. 7) in nordöstlicher Richtung überschoben ist. Vor dieser Scholle (Salmijärvi-Massiv) sind die Tunturi-Formationen östlich des Sees Kuotsjärvi zu einer Breite von 15 km aufgestaut worden, während sie im Osten, östlich des Fjeldes Mattert, zwischen der Diabasscholle und dem Grundgebirge zu einer Breite von 6 km eingeklemmt sind. Von den Mandelsteinen abgesehen ist die Breite im Westen 9 km und im Osten nur 2 km.

Die südliche Grenze der Tunturi-Formationen ist zum grössten Teile vollständig mit Moräne bedeckt. In der Nähe des Pitkäjärvi an der Landstrasse und am Fjelde Taljatunturi können die Grenzverhältnisse dieser Schiefer zu den Gneisen jedoch gut untersucht werden. Die Grünschiefer und Kalkphyllite gehen hier in südlicher Richtung in Serizitschiefer und diese wieder in Serizitgneise, Gneise und Amphibolite über. Die ganze Reihe fällt einheitlich ca. 60° gegen Süden ein. Diese Serizitschiefer sind hier als tektonitische Bildungen aufzufassen, und sie deuten darauf hin, dass die Gneise und Amphibolite des Kaskamatunturi über die Grünsteinformationen der Petsamontunturit geschoben sind. In östlicher Richtung können die Serizitschiefer bis zum See Suonijärvi als leicht erkennbare Zone von 1—2 km Breite verfolgt werden. Am südlichen Ende des Pitkäjärvi und westlich des Suonijärvi sind die Serizitschiefer in grosse Falten geschoben, ihr Achse fällt aber nach Süden ein, ist also unter die Gneise von Kaskamatunturi und Soorti hin gerichtet.

Die Lage der Faltenachse ist jedoch in verschiedenen Gegenden sogar bedeutenden Abweichungen unterworfen. In den nördlichen Teilen der Tunturi-Formationen herrscht die ziemlich konstante Achsenrichtung S 30° — 45° W vom Kuotsjärvi bis zum Lammasjoki ohne beträchtlichere Abweichungen. Im Kammikivi—Kaulatunturi-

Gebiet (Zone 4) sind dagegen die Abweichungen sehr gross, von S 60°W bis zu S 90°E, und bisweilen sogar nordwestlich, nördlich oder nordöstlich. Im Kammikivitunguri-Gebiet ist die gewöhnliche Richtung S 10°—30°E, im Kaulatunturi-Gebiet beinahe südlich und noch westlicher S 30°—45°E. Die Bewegungen scheinen in diesem Gebiete beinahe nach Osten gerichtet gewesen zu sein, während sie im vorigen Gebiete eine südöstliche Richtung hatten.

Die grossen Abweichungen scheinen auf jüngere Komplikationen zu deuten. Das ist um so wahrscheinlicher, als wir in diesem Gebiete lange Verwerfungslinien in der Richtung N 25°W haben, die für Bewegungen in nordnordwestlicher Richtung sprechen. Diese stehen wohl in kausalem Zusammenhang mit der steilen Aufrichtung der südlichen Grenze der Tunturi-Formationen in der Zone der Serizitschiefer.

Auf die anderen lokalen Abweichungen werden wir hier nicht eingehen.

DAS ALTER DER DEFORMATIONEN.

Aus dem Verhalten der Serizitschiefer an der südlichen Grenze der Tunturi-Formationen gegen die Gneise, Amphibolite und Hornblendite der Fjelde Taljatunturi und Kaskama geht deutlich hervor, dass die grosse Grundgebirgsscholle im südlichen Petsamo-Gebiet mit in die Bewegungen hineingezogen worden ist. Auch die Grundgebirgsscholle von Süd-Waranger (das Salmijärvi-Massiv) hat an den Bewegungen teilgenommen (Fig. 7). Hätten diese bedeutenden Grundfaltungen in postarchaischer Zeit stattgefunden, wie Hausen glaubte, so müssten mehr Spuren davon in Lappland nachweisbar sein. Weil aber solche Spuren nicht gedeutet worden sind, müssen die orogenen Bewegungen in den Petsamontunturit älter sein und wenigstens auf die letzten präkambrischen Faltungen zurückgeführt werden. Dann werden sie am besten zusammen mit den Kareliden gegliedert. Die tektonische Zone der Petsamontunturit könnte mit der Zone von Paanajärvi in Kuusamo zu einem einheitlichen, durch Kola und Sowjet-Kareliden streichenden Bogen verbunden sein.

Wenn sich diese Annahme als richtig erwiese, würden einige Schwierigkeiten in der Deutung des Verlaufs der Kareliden dadurch erklärt werden. Bis jetzt hat man angenommen, dass die karelische Schieferzone in Kuusamo nach Nordwesten umbiege und durch die Kirchspiele Kuolajärvi (Salla), Savukoski, Sodankylä und Kittilä verlaufe. Die Schieferzone von Kuusamo—Kittilä hat aber einen ganz anderen Charakter als die karelische Zone, sowohl was ihren

stofflichen Inhalt anbelangt als auch hinsichtlich ihrer Struktur. Die karelische Schieferzone hat eine einseitige Struktur mit dem ursprünglichen Ablagerungsboden auf der östlichen Seite und mit zunehmender Metamorphose gegen Westen. In der lappländischen Schieferzone ist nichts derartiges gezeigt worden. In dieser Hinsicht ist die letztere den westlicheren Zonen (den Gebieten von Kiiminki und Kemijoki) ähnlich, wie ich an einer anderen Stelle gezeigt habe (Väyrynen 1937). Auch stofflich gleichen die Schieferformationen der lappländischen Zone, wenigstens in Pelkosenniemi, mehr diesen westlichen als den östlichen Formationen.

Gewiss ist der stoffliche Inhalt der Tunturi-Formationen denen der karelischen Zone nicht analog, aber die stratigraphische und tektonische Struktur ist bei beiden dieselbe. Dieser letztere Sachverhalt dürfte jedoch wichtiger sein, da es sich um eine Randzone der Orogenese gegen das Vorland handelt. So kommen auch in beiden Zonen ähnliche ultrabasische, ophiolitische Intrusive vor. Die Untersuchungen der Intrusivgesteine im Petsamo-Gebiet beleuchten gut das Auftreten der Serpentine in Karelien und besonders in Kainuu (Väyrynen 1927). Dadurch findet auch die Verschiedenheit bezüglich der Mineralfazies zwischen dem Grundgebirge Ost-Kareliens und dem durch charnockitische Gesteine charakterisierten Grundgebirge im östlichen Lappland einschliesslich des südlichen Petsamo-Gebietes eine gute Erklärung.

Beim See Paanajärvi wendet sich die eigentliche karelische Randzone (Väyrynen 1937) nach E und setzt über die russische Grenze fort. Ihr weiterer Verlauf ist unbekannt, aber nach den Untersuchungen der russischen Geologen Timofeeff und Numerov in Sowjet-Karelien tritt beim See Kukasjärvi ungefähr 70 km östlich vom Paanajärvi, also mitten zwischen der finnischen Grenze und der Küste des Weissen Meeres, eine Formation auf, die aus Quarziten und Schiefen mit östlichem und südöstlichem Streichen besteht. Diese Bildungen gehören nach Ansicht der erwähnten Geologen zu den karelischen Formationen, und nach den Handstücken zu urteilen halte ich dies für sehr wahrscheinlich. Jedenfalls scheinen diese Bildungen tektonisch viel stärker beeinflusst gewesen zu sein als die anderen karelischen Formationen in Sowjet-Karelien, wodurch indessen die Annahme, dass sie zu der Paanajärvi-Zone gehören, nur gestützt wird. Die weitere Fortsetzung dieser Zone ist jedoch nicht bekannt.

Besser erforscht ist dagegen durch die neuesten Untersuchungen der russischen Geologen die Fortsetzung der tektonischen Zone, mit welcher die Tunturi-Formationen in Petsamo in Verbindung stehen.

Diese Formationen setzen nach den Untersuchungen von Polkanov bis zum Fjelde Kuotshen (Kutshin) aber nicht weiter fort. Die tektonische Zone, nach Polkanov mit deutlich nach NE gerichteter Vergenz, erstreckt sich aber mit der Tolp—Keulik-Formation weiter



Fig. 11. Entwurf über die Tektonik der Karelidenfaltung. 1. Suprakrustal-Formationen und tektonische Leitlinien, die gestrichelten sind Vorlandketten, 2. Resistenzblöcke (Zwischengebirge), 3. ältere Faltungen.

nach der Imandra—Warzuga-Zone, wo sowohl die effusiven wie die sedimentären Formationen deutliche Ähnlichkeit mit einigen Teilen der Tunturi-Formationen zeigen. Auch in diesen schon im S-Teil der Halbinsel Kola liegenden Formationen haben die Bewegungen in nordöstlicher oder nördlicher Richtung stattgefunden.

Wird die oben besprochene Deformationsgrenze vom Paanajärvi—Kukasjärvi mit der Imandra—Warzuga-Zone verbunden, so haben wir hier eine ähnliche Beziehung zwischen dem karelidischen Hauptzweig und den Vorlandketten von Warzuga (Warzugiden) nebst den Ketten von Aunus und Onega (Onegiden), wie sich Staub die Verbindung z. B. zwischen den Alpen und den Pyrenäen vorstellt (Fig. 11).

Diese Resultate der russischen Geologen bekräftigen die östliche Vergenz auch der Tunturi-Formationen im Petsamo-Gebiet und machen die Zusammengehörigkeit der Deformationen sowohl auf der Halbinsel Kola wie im Petsamo-Gebiet mit denen der karelischen Hauptkette höchst wahrscheinlich. Weil die Anstellung einer norwegosamidischen Faltungsphase nach dem Vorschlag von Backlund, wie es scheint, hauptsächlich auf der von Wegmann angenommene westliche Bewegungsrichtung in Petsamo basiert, verliert diese Faltung hierdurch ihren Grund. Es bleiben auf der Halbinsel Kola zwar Schieferformationen ausserhalb der Kareliden, und auch in anderen Gebieten haben wir präkarelische Formationen, aber die Einleitung dieser Formationen muss noch näher untersucht werden.

Es sei weiter daran erinnert, dass Sahama (Sahlstein) bei der gefügeanalytischen Behandlung der Kinetik der Granulit-Formation zu dem Schluss gekommen ist, dass die deformativen Bewegungen in dieser Formation nach W gerichtet seien. Es ist aber möglich, dass diese Deformation etwa die letzte Rückfaltung darstellt. Die Stellung der Granulitformation in der karelischen Zone (Fig. 11) spricht dafür, dass die Hauptphase ihrer Deformation zur karelidischen Faltung gehört und ihre Bewegung mit dieser nach SE gerichtet sein muss.

GESTEINE IM GEBIET DER FJELDE KAULATUNTURI—KAMMIKIVITUNTURI.

Einteilung. Die Gesteine dieses eingehend untersuchten Gebietes können in fünf Reihen eingeteilt werden: die Intrusivgesteine, die Effusivgesteine, die sedimentären Gesteine, die Ganggesteine und die Erze. Die beiden erstgenannten Gesteinsgruppen weichen nicht durch ihre Erscheinungsweise voneinander ab, weil sie beide in gleicherweise konformen Zonen die Phyllite durchziehen. In ihrem Verhalten gegenüber den umgebenden Gesteinen zeigen auch die Intrusivgesteine ihre intrusive Natur im allgemeinen nicht. Überschneidende Grenzen, Intrusivgänge oder Apophysen zwischen diesen Gesteinen und den umgebenden Phylliten sind nicht beobachtet

worden. Nur an einer Stelle, nördlich des Itäinen Ortoaivi, sind auch kleinere linsenförmige Intrusivkörper ausserhalb der grösseren Intrusive gefunden worden (Fig. 12).

Die wirkliche Natur der intrusiven Formation zeigt sich nur darin, dass jeder Intrusivkörper aus einer regelmässigen Reihe von Gesteinen besteht, die durch eine magmatische Differentiation aus dem intrusiven Magma entstanden sind. In den effusiven Formationen sind dagegen keine ähnlichen Erscheinungen festgestellt worden. In ihnen

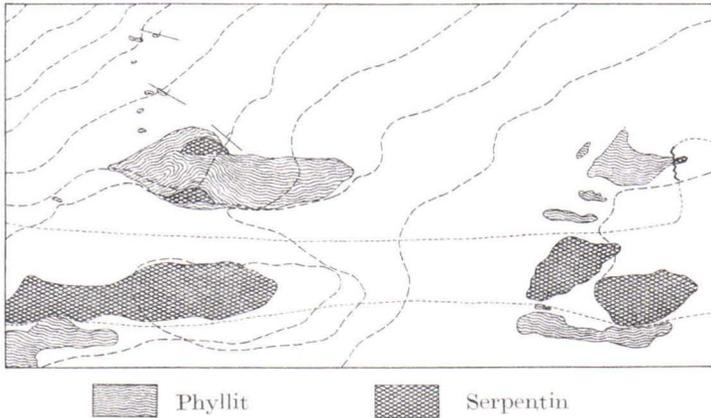


Fig. 12. Intrusionen von Serpentin im Phyllit am nördlichen Abhang des Itäinen Ortoaivi. Massstab 1:4000, Norden nach unten.

und besonders in den grösseren, doleritischen Diabasen treten zwar schwache Erscheinungen der magmatischen Differentiation hervor. Sie können jedoch in keiner Weise hinsichtlich der Entwicklung dieser Erscheinung mit den Intrusiven verglichen werden.

Zur intrusiven Reihe gehören ultrabasische Gesteine (Serpentine, Pyroxenserpentine usw.), denen sich noch Pyroxenite, Pyroxenitgabbros, Gabbros, gabbrodioritische Gesteine und sogar feldspatreiche Quarzdiorite anschliessen.

Diese Gesteine treten als lange, in die Phyllite eingedrungene Züge auf, die mit diesen an den N-Abhängen der Fjelde Itäinen Ortoaivi, Läntinen Ortoaivi, Kammikivitunguri und Kaulatunturi entlang und über den Scheitel des letztgenannten Berges bis zu seinen westlichen Teilen streichen. Wie ich früher (1930) auseinandergesetzt habe, können auf der obengenannten Strecke und weiter nach E zu im allgemeinen drei Parallelzüge übereinander unterschieden werden.

Der mittlere von ihnen lässt sich ununterbrochen vom W-Teil des Kaulatunturi bis zum Itäinen Ortoaivi und wahrscheinlich noch an diesem vorbei, über den Fluss Soukerjoki bis zum Fusse des Fjeldes Rajoaivi, also eine Strecke von 14 km verfolgen. Seine Breite beträgt im allgemeinen 200—300 m, die grösste Breite auf dem Kaulatunturi 600 m, aber an einigen Stellen nur einige Zehner von Metern. Der unterste (nördlichste) Zug ist ebenfalls einigermaßen zusammenhängend, mit nur einer Unterbrechung von $1\frac{3}{4}$ km, der oberste (südlichste) Zug dagegen ist in mehrere längere und kürzere Stücke zerbrochen, und die Teile sind stark gebogen sowie gelegentlich auch geschiefert. Diese Intrusivplatten fallen mit den Schiefen nach S ein, die oberen etwas flacher, ca. 40° , die unteren steiler, 60° — 70° .

Infolge der magmatischen Differentiation hat in den Intrusivkörpern ein sehr regelmässiger Gesteinswechsel stattgefunden. Im grossen und ganzen bestehen die Intrusivkörper aus zwei Abteilungen: eine untere aus Serpentin und eine obere aus Pyroxenit und Gabbrogesteinen bis Quarzdiorite. Bei einer genaueren Untersuchung können die beiden aber in mehrere Unterabteilungen zerlegt werden.

In den Serpentin lassen sich schon bei makroskopischer Betrachtung drei Modifikationen unterscheiden. An der unteren Grenze sind oft Gesteine mit knolliger Oberfläche beobachtet worden. Diese bestehen aus Augit, brauner, basaltischer Hornblende und Serpentin. Sie können Augit-Hornblende-Serpentin genannt werden. Diese Gesteine sind am unteren Kontakt besonders der untersten Intrusivplatte entwickelt. Weil aber der braune Amphibol oft als Rest in den stark umgewandelten Gesteinen an der unteren Grenze auch der anderen Intrusivplatten angetroffen worden ist, scheint diese Kontaktmodifikation an der Unterkante der Intrusive eine allgemeinere Verbreitung gehabt zu haben, aber in den oberen Schollen durch Verschieferung zerstört worden zu sein. Die braune, basaltische Hornblende ist nach der Ansicht mancher Petrologen bei rascher Abkühlung oder sonst unter Ausnahmeverhältnissen entstanden. Darum erscheint es angebracht, dieses Gestein als endogene Kontaktmodifikation anzusehen.

Darauf folgen oft reine Serpentine und Pyroxenserpentine. Die letzteren enthalten siebartig durchlöcherter Individuen von pigeonitischem Klinopyroxen mit Serpentineinschlüssen. In zwei Proben wurde in den Serpentineinschlüssen noch unumgewandelter Olivin angetroffen. Darum scheinen die Einschlüsse ursprünglich aus Olivin bestanden zu haben, was auch durch ihre Formen bestätigt wird, in denen man oft die Kristallformen des Olivins erkennen kann. Auch in den reinen Serpentin lassen sich

öfters ähnliche Pseudomorphosen nach Olivin und eine spärliche Zwischenmasse unterscheiden.

In der oberen Abteilung kann man zuunterst beinahe immer ein wenige Meter mächtiges Lager von reinem Pyroxenit nachweisen, der bisweilen grobkörnig, öfters aber feinkörnig ist und aus idiomorphen Körnern von diopsidischem Augit besteht, in welchen in Leukoxen umgewandelter Ilmenit eingeschlossen ist.

Die Gabbro-Gesteine sind oft grob und zeigen makroskopisch gut ausgebildete ophitische Struktur. Unter dem Mikroskop ist diese aber weniger deutlich, denn der Pyroxen besitzt den gleichen Grad von Idiomorphismus wie der Feldspat, dessen Zusammensetzung verhältnismässig sauer, höchstens 32 % An, ist. Die Gesteine mit rein albitischem Feldspat können auch nach ihrer allgemein chemischen Zusammensetzung Gabbro-Diorite genannt werden.

An einigen Stellen tritt der Pyroxen zurück, und das entstandene feldspatreiche Gestein nähert sich dann wegen des ständigen Quarzgehalts und des sauren Charakters des Feldspats in seiner Zusammensetzung den Quarzdioriten.

Es sind also in dieser intrusiven Gesteinsreihe drei verschiedene anchimonomineralische Gesteine ausgebildet: Olivinsteine, Pyroxenite und Feldspatgesteine.

Die effusive Gesteinsreihe umfasst Diabase, dicht bis doleritisch, Agglomerate und Tuffschiefer.

Die Diabase, auch die mittelkörnigen, doleritischen, unterscheiden sich von den oben besprochenen Gabbros in mancher Hinsicht: ihre Struktur ist immer ophitisch; der Augit tritt immer in Form einer Zwischenklemmungsmasse zwischen den Plagioklasleisten auf. Dies ist offenbar dadurch bedingt, dass der Anorthitgehalt des Feldspates in diesen Gesteinen von Beginn an bedeutend höher gewesen ist als in den Gabbros und in den feinkörnigen Diabasen noch bisweilen bis zu 70 % An beträgt. In der chemischen Zusammensetzung der feinkörnigen Diabase lässt sich selten eine grössere Veränderlichkeit wahrnehmen. An die gröberen Modifikationen schliessen sich dagegen manchmal dunklere pyroxen- und sogar serpentinreichere Gesteine an, welche wahrscheinlich durch eine an der betr. Stelle stattgefundene magmatische Differentiation aus der Hauptmasse ausgeschieden sind. Dies deutet aber darauf hin, dass die doleritischen Diabase in Form von mächtigen Massenergüssen vielleicht als submarine Eruption hervorgebrochen sind und ihre Verfestigung darum so lange angedauert hat, dass eine magmatische Differentiation stattfinden konnte.

Die beiden Abarten von Diabasen haben im allgemeinen verschiedene Verbreitungsgebiete. Die doleritischen Gesteine folgen der 0.5—2 km breiten erzführenden Zone von Schiefen und Intrusivgesteinen, Zone 4. Nur an einzelnen Stellen sind sie dagegen an die feinkörnigen Diabase angeschlossen und auch dann im allgemeinen ohne basische Modifikationen. Die feinkörnigen und dichten Diabase umfassen den grössten Teil des ganzen Fjeldgebietes der Petsamontunturit, der zentralen Diabasscholle, Zone 5. Ausserdem kommen sie noch nördlich der erzführenden Zone zusammen mit den Agglomeraten und Tuffschiefen, Zone 3, vor.

Die *Agglomerate* bestehen aus dichten grünlich grauen Fragmenten mit einer untergeordneten Menge chloritschieferartigen Zementes und schliessen sich an einen feinkörnigen *Diabasmandelstein* an. Dieser taucht in Form von länglichen Massiven zwischen den Agglomeraten auf. Weiter gegen N geht das Agglomerat in schieferigen Grünstein über. Dieser ist stellenweise agglomeratisch, hat aber andererseits gelegentlich ein beinahe phyllitisches Aussehen und ist sicherlich als *Tuffschiefer* aufzufassen. Auch in der obengenannten zentralen Diabasscholle treten Agglomerate in schmalen Zonen auf.

Die Tuffschiefer, hie und da mit Einlagerungen von feinkörnigem oder mittelkörnigem Diabas, nordwestlich vom Kaulatunturi 1.5 km breit, aber nördlich des Kammikivitunturi mit einer Breite von 4 km, ziehen sich am südlichen Ende des Kuotsjärvi nach S, springen südwestlich vom Säräsjoki zungenförmig nach E zwischen die Diabase vor, biegen aber beim alten Lappendorfe Pasretshki wieder nach W um und setzen sich über die Seen Porojärvet nach dem Wasserfall Hakoköngäs am nördlichen Ende des Pitkäjärvi und über die norwegische Grenze fort.

Den Charakter von wirklichen *Wassersedimenten* haben einige Phyllitformationen, die in keinem Zusammenhang mit den obenerwähnten Tuffschiefen stehen. Im Tale des Baches Pikku Kolosjoki und weiter im Tal des Flusses Kolosjoki entlang zieht sich eine Formation, die im Gebiete unserer Spezialkarte nur aus Phyllit und Dolomit besteht (Zone 2), weiter nordöstlich aber mit Sandsteinen, Arkosen und Konglomeraten verbunden ist. Die südwestliche Fortsetzung dieser Formation haben wir wahrscheinlich in einer Zone von Phylliten mit spärlichen Einlagerungen von Kalkstein südlich des Kuotsjärvi zu sehen, wo sie sich zusammen mit den obenerwähnten Tuffschiefen nach W wendet.

Einen von dieser Phyllit—Dolomit-Formation abweichenden Charakter hat die *erzführende Phyllit-Formation* (Zone

4), mit der die oben berührten Intrusivgesteine und die doleritischen Diabase verbunden sind. Diese zieht sich von der russischen Grenze im E in einer fortlaufenden Zone bis zum westlichen Ende des Kaulatunturi, hat aber nicht weiter verfolgt werden können. Die petrographischen Untersuchungen haben gezeigt, dass diese Phyllite nur wenig in ihrer Struktur und in ihrer Zusammensetzung variieren und wahrscheinlich aus wenig verwittertem, vulkanischem Material bestehen.

Die Ganggesteine können in zwei Gruppen gegliedert werden: Intrusivgänge und Sekretionsgänge. Zu den ersteren gehören einige am Kaulatunturi den Amphibolserpentin durchsetzende Gänge und an mehreren Stellen in verschiedene Gesteine intrudierte Axinitgänge. Dagegen müssen die Magnetit—Chrysotilgänge durch Sekretion im Zusammenhang mit der Serpentinisierung entstanden sein. Die Klüfte, in denen diese Mineralgänge ausgeschieden wurden, sind wahrscheinlich bei den tektonischen Bewegungen entstanden.

Die Erze sind nach Auffassung des Verf. auch als eine Art von Intrusion zu betrachten. Diese Intrusionen haben sehr oft an der unteren Grenzfläche der Intrusivgesteine entlang, also zwischen dem Serpentin und dem Phyllit, stattgefunden, bei weitem aber nicht immer an dieser Grenze. Manchmal treten Erzvorkommen an der oberen Seite der Intrusive und zusammen mit den Gabbros oder Pyroxeniten auf. Ausserdem können die Erze auch ganz ausserhalb der Intrusivgesteine zwischen den Phylliten intrudiert sein.

ALLGEMEINES ÜBER DIE CHEMISCHEN VERHÄLTNISSE DER ERUPTIVE.

Die Kontaktmodifikation der Serpentine. In chemischer Hinsicht ist die braunen Amphibol führende Kontaktmodifikation an der unteren Grenze der Intrusivkörper von besonderem Interesse. Dieses Gestein bedeutet eine beachtenswerte Ausnahme in der sonst sehr regelmässigen Differentiationsreihe von Serpentin, Pyroxenserpentin, Pyroxeniten, Gabbros, Gabbrodioriten und Quarzdioriten. Das Kontaktgestein steht sonst den Gabbros näher als den Serpentin, nur dass sein SiO_2 -Gehalt etwas niedrig ist. Sicherlich kann es nicht durch denselben Differenzierungsprozess wie die anderen genannten Gesteinsmodifikationen entstanden sein.

In einem solchen Falle wird oft angenommen, dass die Randmodifikation durch Abkühlung des ursprünglichen Magmas (parental

magma) entstanden sei. Durch das Auftreten der braunen Hornblende, die manche Forscher als bei rascher Abkühlung oder sonst in aussergewöhnlichen Verhältnissen entstanden ansehen, wird diese Annahme im vorliegenden Falle besonders gestützt. Wir müssen dann den Versuch machen, die genannte Gesteinsreihe von diesem Parentalmagma abzuleiten.

Eine eingehende Beschreibung der petrographischen und chemischen Zusammensetzung des Gesteins soll später gegeben werden. Hier wollen wir nur hervorheben, dass dieses Gestein den Gabbros

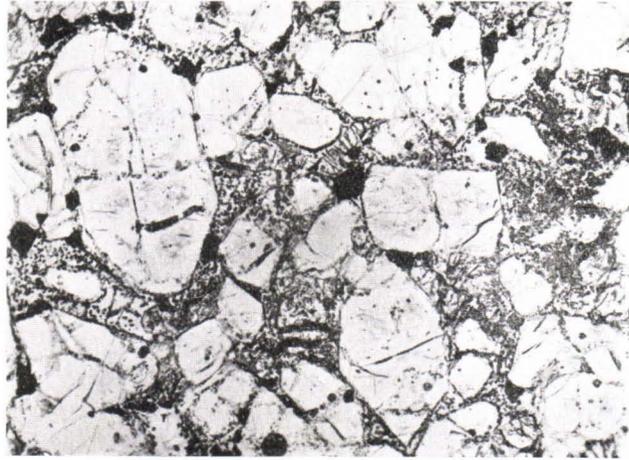


Fig. 13. Pseudomorphosen von Serpentin und Talk nach Olivin in einem sulfiderreichen Serpentin beim Erzvorkommen vom Kammikivintunturi. Ohne Nicole. Vergröss. 37 ×.

näher steht als den Peridotiten. Man muss es kurzweg als einen Olivingabbro bezeichnen.

Wir müssen jedenfalls beachten, dass die Kontaktmodifikation einen sehr eigentümlichen Magmentypus darstellt, und da es ausserdem nicht ausgeschlossen ist, dass dieses porphyrisch aussehende Gestein schon während seiner Verfestigung durch Anreicherung von Olivin- und Pyroxenkristallen seine Zusammensetzung verändert hat, werden wir diese Frage erst bei der eingehenden Besprechung der chemischen Zusammensetzung der Kontaktmodifikation behandeln.

Serpentine. Mehrere Umstände sprechen dafür, dass die Serpentine ursprünglich durch die Akkumulation der zuerst ausgeschiedenen Olivinkristalle entstandene Dunite vertreten. Man muss nun folgendes beachten: 1) Wie von

Bowen besonders betont worden ist (1928), muss im allgemeinen ein Magma mit dunitischer Zusammensetzung eine so hohe Temperatur haben, um sich flüssig zu erhalten, dass ein solches Magma unwahrscheinlich ist. 2) Sowohl die Struktur der Serpentine überhaupt als auch die der von den Petsamontunturit insbesondere zeigen, dass sie ursprünglich teils aus idiomorphen, teils aus resorbierten Körnern von Olivin und aus einer spärlichen Zwischenmasse bestanden. Diese Gesteine haben also nicht die gewöhnliche magmatische Struktur, bei der die Bestandteile sich gegenseitig im Wachstum gehemmt haben (Fig. 13). Die Olivinkörner haben sich wahrscheinlich in einem grösseren Raum auskristallisiert. Sie sind also nicht aus einem Magma mit derselben Zusammensetzung entstanden. 3) Der Klinopyroxen der pyroxenführenden Serpentine kann sich, wie später gezeigt wird, aus einem Magma mit der Zusammensetzung des Serpentin nicht immer ausscheiden.

Die bewegende Kraft, die die zuerst ausgeschiedenen Kristalle am Boden des vom Magma ausgefüllten Raumes gesammelt hat, ist natürlich die Schwere gewesen. Wir können also in diesem Falle die Annahme als gut begründet ansehen, dass die Serpentine, ursprünglich Dunite, durch eine gravitative Kristallisationsdifferentiation aus Magma mit der Zusammensetzung eines Olivingabbros ausgeschieden worden seien. Aber auch ein Magma mit der Zusammensetzung des gewöhnlichen Gabbros kommt gleichwohl in Frage.

Nach dem Olivin hat die Ausscheidung eines Pigeonits eingesetzt. Dieser hat die Olivinkörner in grossen Mengen in sich eingeschlossen und ist teilweise mit ihnen zu Boden gesunken. Auch Magnetitkörner kommen im Pigeonit als Einschlüsse vor.

Pyroxenit und Gabbros. Die Ausscheidung des Olivins muss nun in einem gewissen Stadium der magmatischen Entwicklung je nach der ursprünglichen Kieselsäuremenge haltmachen. Dann geht die Kristallisation des Pyroxens allein weiter, und seine Zusammensetzung ist durch das damalige Verhältnis Fe: Mg: Ca bestimmt. In unserem Falle beginnt eine Akkumulation von idiomorphen Kristallen eines diopsidischen Augits auf der Oberfläche der gebildeten Peridotite, wodurch der Pyroxenit entsteht. Der Übergang von Serpentin in Pyroxenit beschränkt sich gewöhnlich auf eine schmale, nur einige Dezimeter breite Zone. Der Übergang vom Pyroxenit in Gabbro geht immer viel langsamer vor sich. Indessen ist die spärliche Zwischenmasse zwischen den Pyroxenindividuen, wo sie nur in spärlichen Mengen auftritt, gewöhnlich umgewandelt

worden, so dass man in solchem Falle nur selten in ihr Reste von Feldspat beobachten kann.

Der Augit des Pyroxenits enthält keine Einschlüsse von Feldspat, und der Augit der Pyroxenitgabbros und Gabbros zeigt öfters eigene Formen und enthält so selten eingeschlossenen Feldspat, dass seine frühe Ausscheidung im Verhältnis zum Feldspat schon dadurch gut motiviert erscheint. Die späte Auskristallisierung des Feldspats findet auch eine gute Erklärung in der Zusammensetzung dieses Minerals. In ihm wurde nie ein 32 % übersteigender Gehalt an Anorthit wahrgenommen. Der Unterschied im spezifischen Gewichte zwischen Pyroxen und Feldspat beträgt somit wenigstens 22 % und erklärt die Absonderung eines Teiles sowohl vom Pyroxen als auch vom Feldspat zu anchimonomineralischen Gesteinen.

Das Mengenverhältnis zwischen den oben dargelegten Gesteinskomponenten ist in den verschiedenen Intrusivkörpern ungleichartig. In der obersten Zone ist das Auftreten des Gabbros unregelmässig; an einer Stelle fehlt er ganz, schwillt aber an einer anderen Stelle zu grosser Mächtigkeit an. In der mittleren Zone kommt der Gabbro regelmässiger vor, und seine Mächtigkeit ist auf weiten Strecken gleichmässig, jedoch immer kleiner als die der Serpentinabteilung. Auch in der untersten Zone tritt der Gabbro immer auf, und zwar zum grossen Teil gegen den Serpentin überwiegend. Diese Zone ist jedoch teilweise mit Moräne bedeckt. Die Zusammensetzungen der verschiedenen Intrusivkörper, die prozentischen Gehalte an Gabbrogesteinen und Pyroxenit in ihnen, gehen aus der folgenden Zusammenstellung hervor:

Oberste Intrusivplatte,	31—41 %,	im Mittel	39 %
Mittlere	»	»	26 »
Unterste	»	43—50 %,	» 45 »
Gemeinsames Mittel	Gabbro u. Pyroxenit		35 »

Es ergibt sich also, dass der Serpentin den überwiegenden Teil der Intrusivgesteine bildet. Wird dieser Umstand bei der Bestimmung der Zusammensetzung des ursprünglichen Magmas zugrunde gelegt, so kommt man zu dem Schluss, dass das Intrusivmagma sehr basisch gewesen sein muss, und zwar viel basischer als die Kontaktmodifikation an der unteren Grenze der Intrusive. Aus einem solchen Magma, wie die Kontaktmodifikation sie darstellt, können nur untergeordnete Mengen von Olivin auskristallisieren, während der Hauptteil gabbroide Gesteine bildet. Sollte aber das ursprüngliche Intrusivmagma eine basischere Zusammensetzung als die Kontaktmodifi-

kation gehabt haben, so wäre die Entstehung dieser Modifikation sehr schwer erklärlich. Darum muss angenommen werden, dass ein Teil des Magmarückstandes weiter gewandert und vielleicht bis auf die Erdoberfläche emporgedrungen sei. In diesem Falle aber können wir ebensogut von einer normalgabbroiden Zusammensetzung als Originalmagma wie von der Kontaktmodifikation ausgehen, denn die Zusammensetzung der letzteren ist leicht durch Niedersinken von Olivin im Magma zu erklären.

Der Pyroxen. Von besonderem Interesse ist die Zusammensetzung des zuerst ausgeschiedenen Pyroxens. Dieser ist nach den optischen Daten und auch nach der Analyse des Pyroxenserpentins ein Pigeonit mit 60—68 % Diopsidsilikat. Dagegen ist der später ausgeschiedene Pyroxen im Pyroxenit ein diopsidischer Augit, enthält 76.6 % Di und steht also dem Diopsid näher als der früher gebildete. Derartig ist nicht die gewöhnliche Folge der Ausscheidung von Pyroxen aus den basaltischen Magmas, sondern umgekehrt, wie von Tom. F. W. Barth (1931) besonders betont worden ist. Er hat gezeigt, dass die Einsprenglinge von Pyroxen in den Basalten öfters aus diopsidischen Augit bestehen, während die Grundmasse Pigeonite mit kleinem oder sehr kleinem Winkel der optischen Achsen enthält. Einige Abweichungen von dieser Ausscheidungsfolge hat Barth damit erklärt, dass bei der Bildung des Pyroxens unter Resorption des Olivins (reaction principle, Bowen) nicht sogleich Ausgleichung und vollkommenes Gleichgewicht eintreten. Auf diese Weise kann zuerst Pigeonit und später diopsidischer Augit entstehen.

Diese Erklärung ist auch in unserem Falle möglich. Weil aber die Zusammensetzung des Pigeonits mit den Mengenverhältnissen der nichtfeldspatigen Bestandteile bei seiner Ausscheidung im Magma sehr gut übereinstimmt (S. 71, Fig. 22), ist es wahrscheinlicher, dass er bei seiner Entstehung stabil und nicht metastabil gewesen ist. In diesen Gesteinen hat die Veränderung der Zusammensetzungen des Magmarestes und des Pyroxens dieselbe Richtung gehabt, aber die Zusammensetzung des Pyroxens hat sich rascher verändert als die des Magmarestes. Darum erscheint jedenfalls die von Asklund (1925) aufgestellte Erklärung, dass auch die Pigeonite und diopsidischen Pyroxene nach Roozebooms Typus 5 ausscheiden können, hier ebenso glaubhaft.

Ausserdem dürfte eine allgemeine Lösung dieser Frage in der Richtung der gemeinsamen Ionen zu suchen sein. Ich habe diesen Gesichtspunkt (1923) bei der Erklärung des mehrfach beobachteten

rekurrenten Zonenbaus im Plagioklas der Thonalite früher, wie mir scheint, mit Erfolg angewandt.

Danach wären für die Zusammensetzung des sich ausscheidenden Pyroxens nicht nur die Mengenverhältnisse der nichtfeldspatigen Bestandteile sondern auch die Menge des Ca-Ions der elektrolytisch dissoziierten Anorthitmoleküle bestimmend. Der Diopsid und der Anorthit haben ja dieses Ion gemeinsam und dadurch wird die Dissoziation der beiden sowie ihre Löslichkeit reduziert. Darum kommt in der Regel der diopsidische Pyroxen zuerst zur Ausscheidung. Sobald aber die Auskristallisation des anorthitreichen Plagioklases begonnen hat, fängt auch die Konzentration des Ca-Ions an zu sinken, und die Ausscheidung des Kalziumsilikats wird im Verhältnis zur Ausscheidung des Magnesium-Eisensilikats verzögert, somit kristallisiert sich später Pigeonit aus. Damit erhalten wir eine natürliche Lösung der Frage, warum der Klinopyroxen zuerst in Form von Einsprenglingen in den Basalten und dann wieder in der Grundmasse auftritt, nachdem der grösste Teil des Anorthits schon ausgeschieden worden ist. In den kalkärmeren Magmas wie im Andesit von Mull kann Pigeonit, auch nach dieser Erklärung, sofort zur Ausscheidung kommen.

Im intrusiven Magma unseres Gebietes scheint also auch der Kalkgehalt relativ niedrig gewesen zu sein, aber bei der Ausscheidung des Olivins im Magmarückstande zugenommen zu haben. Dementsprechend beginnt die Auskristallisation von Pyroxen mit Pigeonit und geht mit steigendem Diopsidgehalt weiter. Das Steigen des Ca-Gehaltes im Pyroxen geht aber rascher vor sich als das Steigen des Diopsidgehalts im Magma, weil das erstere auch von der steigenden Konzentration und darum sich verringern den Dissoziation des Anorthitmoleküls abhängig ist.

Der Gang der magmatischen Differentiation hat einen besonders deutlichen Charakter und ist als eine durch Gravitation hervorgerufene Kristallisationsdifferentiation zu definieren. Sie hat zur Bildung mehrerer anchimonomineralischer Gesteine geführt: zuerst Olivinsteine, dann Pyroxenite und zuletzt ein Feldspatgestein. Norite, mit denen die Nickel-Magnetkieserze öfters verknüpft sind, spielen in unserem Gebiet keine Rolle. Indessen sind auch mit den Noriten Serpentine, Pyroxenite und Anorthosite verbunden, während die granitischen Differentiate sehr spärlich auftreten. Allgemeiner scheint diese Gesteinsreihe in den sogenannten ophiolitischen Intrusionen vorzukommen. Diese sind aus kleinen Massen von basischen Grundmagmas, die bei den orogenetischen Bewegungen an den mobilen Zonen entlang wandern, entstanden. Unter diesen Umstän-

den werden die verschiedenen Fraktionen der Kristallisation oft voneinander getrennt, weil der Magmarest sich weiter bewegt. Infolgedessen treten besonders die Serpentine oft allein auf, wie in den karelischen Schieferformationen (Väyrynen 1933. S. 74.). Der Wassergehalt scheint im Intrusivmagma der erzführenden Zone bedeutend gewesen zu sein, und er hat den Gang der Differenzierung in der Weise beeinflusst, dass der Feldspat sehr spät zur Ausscheidung kam und eine albitreiche Zusammensetzung erhielt. Jedenfalls sprechen die letzten Bildungen im Gabbro: die beiden Modifikationen von Chlorit, der Epidot, der Klinozoisit und der Zoisit nebst den mikropegmatitischen Bildungen für Wasserreichtum. Davon rührt wohl auch die bedeutende Wassermenge, die in den Serpentinien enthalten ist (bis 8—10 %), her.

DIE METAMORPHOSE.

Diabase. Die Gesteine der Tunturi-Formationen sind einer mehr oder weniger intensiven Spilitmetamorphose unterworfen gewesen, die darin zum Ausdruck kommt, dass der Feldspat seine Anorthitkomponente verloren hat. In einigen Fällen ist die im Anorthit gebundene CaO-Menge nur teilweise, d. h. nur das im Leukoxen gebundene CaO, im Gestein wiederzufinden und muss darum zum grössten Teil ausgelaugt worden sein. Der oft auftretende Kalkspat weist darauf hin, dass dies in Karbonatform geschehen ist.

Die normale basaltische Zusammensetzung mancher Diabase zeigt aber, dass in anderen Fällen die Bestandteile der Anorthitkomponente in Form von Zoisit, Klinozoisit oder Epidot beinahe gänzlich im Gestein erhalten geblieben sind. In der Tat verdrängen diese Minerale die Feldspatleisten oft so vollständig, dass der Albit nur als Ausfüllung der in diesen Pseudomorphosen kreuz und quer verlaufenden dünnen Rissen auftritt. In den am wenigsten umgewandelten Gesteinen ist der Anorthitgehalt des Feldspats auf 70 % An bestimmt worden.

Gabbros, Gabbro-Diorite und Quarzdiorite. Das Obige gilt jedoch besonders für Diabase. In der Intrusivreihe ist die Sachlage etwas anders. Der Feldspat dieser Gesteine ist von Anfang an beträchtlich ärmer an Anorthit gewesen. In den am wenigsten umgewandelten Gabbros wurde der Anorthitgehalt des Feldspates nur auf 32 % An bestimmt. Dagegen ist die Verwachsung des Chlorits und Zoisits mit dem Feldspat in diesen Gesteinen derartig, dass diese Minerale als ursprüngliche Bestandteile angesehen werden müssen. Gelegentlich ist zwar die Chloritbildung mit einer

Resorption des Feldspats verbunden, aber die rein albitische Fortwachsung des Feldspates ist idiomorph in den Chlorit eingeschlossen. Der Epidot taucht oft in die albitischen Randpartien des Feldspates ein. Er hat häufig einen Kern von Orthit und eine Schale von Klinozoisit. Bisweilen tritt jedoch der Orthit in Form von selbständigen Körnern auf. Der Chlorit hat sich oft in zwei Generationen entwickelt. Zuerst hat sich ein lichtgrüner Chlorit mit starker Lichtbrechung und der Doppelbrechung $\gamma-\alpha$ zwischen 0.008—0.015 wechselnd gebildet. Darauf hat sich eine andere Modifikation mit stärkerer grüner Farbe, schwächerer Lichtbrechung und bedeutend stärkerer Doppelbrechung von $\gamma-\alpha = 0.025$ abgesetzt. Es ist also ersichtlich, dass die Albitisierung der Gabbrofeldspate schon in der Zeit begonnen hat, als die Auskristallisierung des primären Albits bei der Erniedrigung der Temperatur und bei der Zunahme der wässerigen Lösungen einsetzte. Die Verfestigung der intrusiven Gabbros muss also wohl so lange gedauert haben, bis die physikalisch-chemischen Verhältnisse hydrothermal geworden sind, d. h. offenbar analog den Verhältnissen, unter welchen die effusiven Gesteine ihre Metamorphose erfahren haben.

Dabei war augenscheinlich auch der Sulfidgehalt der Lösungen beträchtlich, weil die Sulfidminerale besonders in den Gabbrodioriten und in den Quarzdioriten sehr gewöhnlich sind, insbesondere in Schieferungszonen und in den oberen Teilen derselben, wobei auch die Phyllite in der Nähe des Kontaktes so reichlich mit Kiesmineralen imprägniert sind, dass bei den elektrischen Schürfungen an dieser Grenze beinahe immer eine elektrisch leitende Zone nachgewiesen werden kann (Fig. 14). Dass diese Sulfidbildung einer der allerletzten Prozesse gewesen ist, geht daraus hervor, dass sie jünger als der Leukoxen ist. Darauf deutet auch der Umstand hin, dass von den Peridotitgesteinen nur die talkreichen kiesführend sind.

Der Pyroxen ist meistens ganz unumgewandelt geblieben. Hausen hat mehrmals auf die Uralitisierung des Pyroxens hingewiesen. Auf den Pyroxenindividuen ist zwar oft farbloser Amphibol angewachsen, aber man darf diese Erscheinung nicht mit Uralitisierung verwechseln, weil die Grenze der Neubildung gegen den Pyroxen immer eben ist und da sie oft die Kristallform des Augits zeigt. Die Uralitbildung scheint in der Tat in diesen Gesteinen eine sehr seltene Erscheinung zu sein. Viel allgemeiner ist dagegen die Chloritisierung und Talkifizierung des Augits. Angesichts dieser Umwandlung ist zu bemerken, dass die Verwandlung in Talk immer nach den basischen Spaltungsrisen des Pyroxens stattgefunden hat, und in dieser Ebene liegt auch die Spaltungsrichtung des Talks. Die Spal-

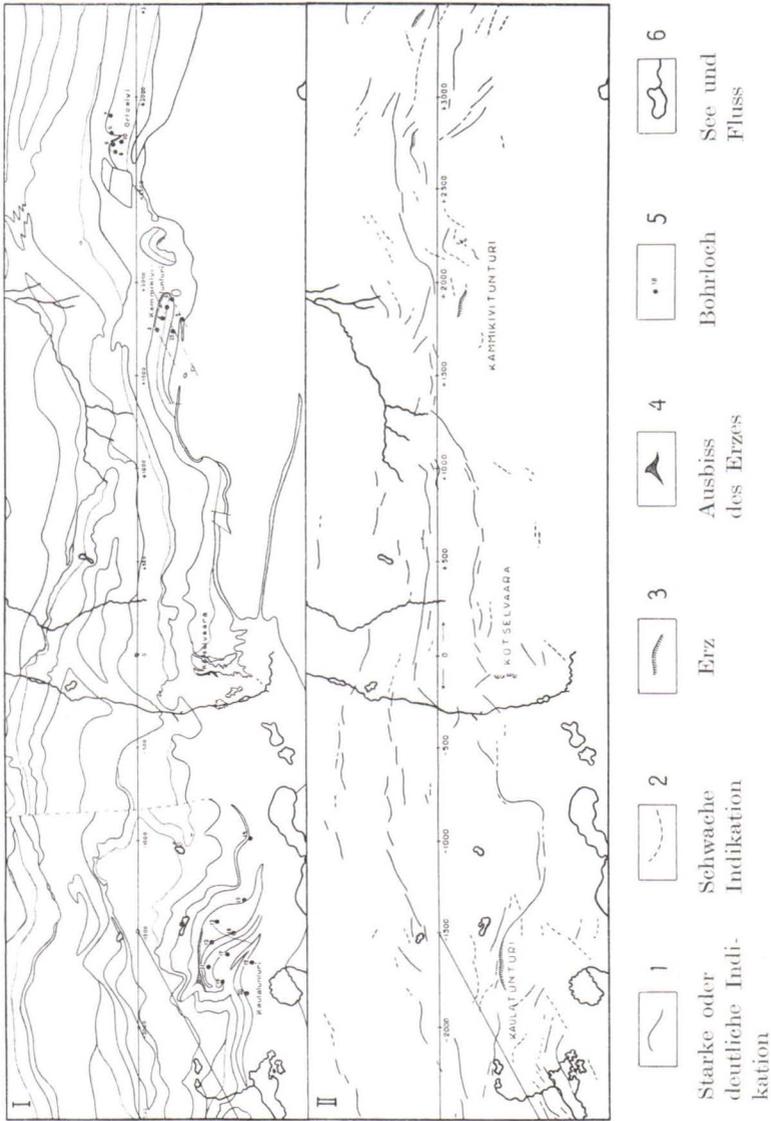


Fig. 14. I Gesteinsgrenzen, II elektrische Indikationen. Massstab 1:40.000.

tungsrichtung des Chlorits liegt dagegen parallel zur C-Achse des Pyroxens.

Der Olivin ist beinahe gänzlich umgewandelt. Er wurde nur in zwei Handstücken angetroffen. Als seine Umwandlungsprodukte treten Serpentin, Chlorit, Talk und Magnetit auf.

Der *Ilmenit*, der in den Gabbros oft in grosser Menge vorkommt, ist immer in Leukoxen umgewandelt, in welchem nur dünne Lamellen von oxydischem Erz, wahrscheinlich Magnetit, nach den rhomboedrigen Spaltflächen zurückgeblieben sind. Dieses ist gelegentlich nachher in Sulfid umgewandelt worden. Auch in den Diabasen kommt Leukoxen reichlich vor, aber Oxyderzlamellen findet man hier nicht.

Die Metamorphose der *Phyllite* ist oft sehr schwach gewesen. Besonders in psammitischem Material ist die klastische Struktur recht gewöhnlich. Seltener ist sie dagegen in feinerem Material, wo die kristallinisch schiefrige Struktur allgemeiner ist. Dabei ist manchmal eine eigentümliche Doppelkörnigkeit entwickelt. Albit und Quarz haben sich zu sehr feinkörnigen, linsenartigen oder anders geformten Nestern angehäuft. Diese und einige einzelne grössere Körner sind von einer Zwischenmasse umgeben, die grösstenteils aus feinschuppigem, lichtgrünem Chlorit besteht. Auch dieser bildet hie und da grössere Anhäufungen und ist bisweilen zu etwas grösseren Schuppen kristallisiert.

Sowohl in den klastischen als auch in den kristallinen Schiefen ist aber noch eine andere Art von Umwandlung angetroffen worden. Es entstehen in der Schiefermasse mehr oder weniger dicht gestreute Flecken, in denen die Körnigkeit weit gröber ist. Die Klastizität kann dann in der übrigen Schiefermasse gut erhalten sein, aber in diesen Flecken sind alle Spuren davon verschwunden, und die Verwachsung der Körner kann verwickelt sein. Wenigstens in einigen Fällen hat die Quarzmenge in den Flecken offenbar zugenommen, der Chlorit aber abgenommen und die Schuppen sind grösser geworden. Der Leukoxen hat sich auch zu bestimmtem Titanit auskristallisiert, und Sulfidminerale sind hauptsächlich an den Rändern dieser Flecken hinzugekommen. Bisweilen ist noch farbloser oder schwach grünlicher Glimmer in ihnen anzutreffen.

Die Form der Flecken ist rundlich, länglich oder linsenförmig, und es ist möglich, wenn auch noch nicht beobachtet, dass diese beiden Strukturformen durch alle Übergänge miteinander verbunden wären und dass die letzteren sich aus der ersteren durch Schieferung gebildet hätten.

Die erstgenannte Strukturform ist in der Nähe des oberen Kontaktes der Intrusive verbreitet und offenbar durch die *metasomatische Wirkung* der aus dem sich verfestigenden Gestein entweichenden Lösungen verursacht worden. Dabei hat auch die früher erwähnte Einwanderung der Sulfide in den Phyllit stattgefunden. Andere Spuren der Metasomatose in den Schiefen sind

sehr spärlich. An einigen Stellen sind in die Schiefermasse dünne, schwach grünliche Amphibolnadeln eingewachsen, an anderen Stellen ist im Schiefer Serizit entstanden.

Abgesehen von diesen Ausnahmen bestehen die Schiefer der erzführenden Zone aus Chloritphylliten, in denen oft die primäre Schichtung und manchmal auch die ursprüngliche klastische Struktur gut erhalten ist.

Alle die oben behandelten Erscheinungen der Mineralbildung im Gebiete Kaulatunturi—Kammikivittunturi zeugen von einer einheitlichen Metamorphose unter den Verhältnissen, die zur Bildung der Grünschiefer führen. Für diese Gebilde ist die Assoziation: Albit-Epidot-Chlorit-Tremolit charakteristisch. In Al_2O_3 -reicheren Bildungen gesellt sich Serizit zu Chlorit, so dass auch die serizithaltigen Phyllite von dieser Regel keine Ausnahme bilden.

Amphibolitbildung. Im westlichen Teil des Kaulatunturi sind an ein paar Stellen Gesteine angetroffen worden, in denen eine Bildung von grüner gemeiner Hornblende in grossen Mengen stattgefunden hat. Mit diesen Gebilden kommt ein ganz neuer Faktor in die Gesteinsentstehung der Petsamontunturit. Im Dorfe Salmijärvi, an der westlichen Seite des Sees Kuotsjärvi, ist die Amphibolitmetamorphose allein herrschend. Zuerst war man geneigt, die Amphibolite zu einer älteren Formation zu rechnen. Durch die Amphibolitbildung am Kaulatunturi werden die Feldbeobachtungen gestützt, die darauf hindeuten, dass zwischen den Grünsteinen der Petsamontunturit und den Amphiboliten der Gegend von Salmijärvi ein allmählicher Übergang stattfindet. Wir haben ja zwischen den Seen Kuotsjärvi und Kontiojärvi einen ganz allmählichen Übergang zwischen den Mandelsteinen und den Amphiboliten, und bei den letzteren ist ein mandelsteinartiges Aussehen sehr gewöhnlich. Darum gehören wahrscheinlich diese Amphibolite genetisch mit den Tunturiformationen zusammen.

DIE INTRUSIVEN GESTEINE.

DIE SERPENTINE.

Biotit-Chlorit-Serpentine. In den unteren Teilen der Intrusivkörper sind oft so reine Serpentine angetroffen worden, dass in ihnen nur spärliche Mengen eines chloritartigen Minerals, ein wenig Biotit und Erz als Übergengenteile auftreten.



Fig. 15. Serpentin mit Pseudomorphosen nach Olivin, Rechts Biotit. Vom unteren Teil der nördlichen Böschung des Kammikivintunturi. Nicole +, Vergröss. 42 \times .

Serpentin erscheint in Form rundlicher oder ellipsoidischer Aggregate, die in Felder mit verschieden starker Doppelbrechung geteilt sind. Diese Felder sind teilweise gegeneinander gut abgegrenzt, teils gehen sie ineinander über (Fig. 15). Bisweilen ist ein solches Aggregat durch ein Band mit stärkerer Doppelbrechung quer durchschnitten. Mitten in diesem Band verläuft eine Ader von Erz oder eine noch stärker doppelbrechenden Serpentina.

Diese Serpentinaggregate sind voneinander nur durch eine dünne Ader getrennt. Die optischen Eigenschaften der Ader stimmen mit denen der Aggregate überein. Oft sind die letzteren auch von einer dünnen Erzader umgeben.

An einigen Stellen erscheint zwischen den Serpentinaggregaten eine feinverteilte Zwischenmasse, in welche eine Menge von subparallel gestellten, verzweigten Erzstäbchen eingeschlossen sind. Die optischen Eigenschaften auch dieser Zwischenmasse sind im allgemeinen dieselben wie die des Aggregatserpentina, nur stellenweise ist das Brechungsvermögen des ersteren etwas höher (Fig. 16).

Zu der Zwischenmasse gehört auch der braune Biotit, dessen Pleochroismus an Stärke sehr wechselt. Er ist deutlich allotriomorph im Verhältnis zu den Serpentinaggregaten. Er ist mit lamellenartigen oder andersgeformten Erzeinschlüssen reichlich besetzt. Die Doppelbrechung des Biotits variiert nach der Intensität der Farbe, $\gamma - \alpha = 0.036 - 0.0025$. Die peripherischen Teile sind oft in Chlor-

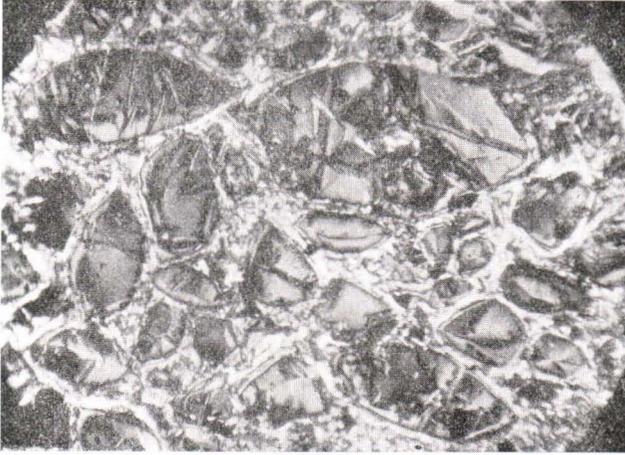


Fig. 16. Serpentin mit Pseudomorphosen und einer feinkörnigen Zwischenmasse. Kaulatunturi. Nicole +, Vergröss. 37 ×.

rit umgewandelt. Dieser unterscheidet sich von den lichtesten Teilen des Biotits nur dadurch, dass die zur Spaltungsrichtung parallele Schwingung (α) im Chlorit grünlich, im Biotit dagegen bräunlich

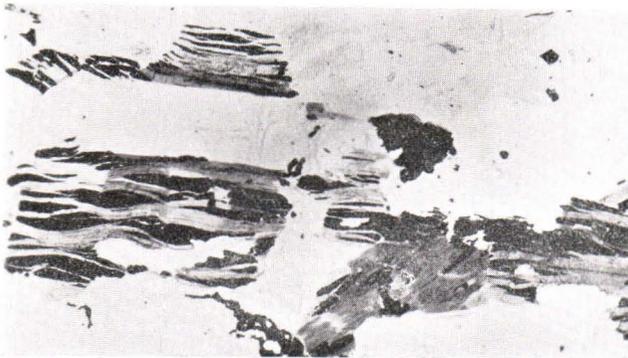


Fig. 17. Biotit mit eingeschalteten Erzlamellen. Unterer Teil der nördlichen Böschung des Kammikivunturi. Ohne Nicole +, Vergröss. 50 ×.

ist (Fig. 17). In den Chlorit sind dendritische Bildungen aus Erz, oft sogar in reichlicher Menge eingeschlossen.

Zoisitartiges Mineral mit kleinem positiven Winkel der optischen Achsen erscheint hie und da in länglichen Körnern ohne eigene Form.

Zuweilen ist der Kontrast zwischen den Serpentinaggregaten und der Zwischenmasse noch undeutlicher. Dann sind die Aggregate mit parallelen Bändern aus fibrigem Serpentin mit einer Erzader in der Mitte reichlich durchsetzt, und die Aggregate sehen dann manchmal fragmentartig aus, was möglicherweise durch Bewegungen in der Gesteinsmasse verursacht ist. Die Bewegungen scheinen jedoch nicht gross gewesen zu sein, weil Biegungen im Biotit oder Chlorit sehr seltene Erscheinungen sind. Die zuerst beschriebene Struktur ist jedenfalls die gewöhnlichste.

Wenn wir die Frage nach dem Ursprung der Serpentinaggregate beantworten wollen, müssen wir dem Auftreten des Biotits als allotriomorphe Körner zwischen jenen eine wichtige Bedeutung zuschreiben.

Der Biotit ist augenscheinlich ein primärer Bestandteil des Gesteins, entstanden bei seiner Verfestigung. Wahrscheinlich bei der Serpentinisierung der anderen Gemengteile ist er aufgeblättert worden, und das bei diesem Prozess entstandene Erz ist in ihn hineingewandert. Zugleich ist der Biotit teilweise ausgebleicht worden, wobei seine Doppelbrechung heruntergegangen und das ganze Mineral mit neugebildeten winzigen Interpositionen, deren Charakter nicht bestimmt werden kann, ausgefüllt worden ist (sagenitische Umwandlung). Die randlichen Partien sind sogar in Chlorit umgewandelt worden.

Unter solchen Umständen müssen die Serpentinaggregate als Pseudomorphosen nach den primären Einheiten der Auskristallisierung, höchst wahrscheinlich nach Olivin, betrachtet werden. Dieser hat jedoch oft keine Kristallform besessen, sondern ist in Form von resorbierten Körnern aufgetreten. Was für Bestandteile aber ausser dem Biotit zwischen den Olivinkörnern gewesen sind, lässt sich schwer bestimmen. Jedenfalls scheint das Gestein ein Dunit gewesen zu sein.

Ein solches oft aus resorbierten Olivin-Körnern und aus einer unbedeutenden Menge von Zwischenmasse bestehendes Gestein ist, wie Bowen zuerst ausgesprochen hat, genetisch nur durch Akkumulation von Olivinkristallen erklärlich, die in den oberen Teilen des Magmas sich gebildet haben und zu Boden gesunken sind (vgl. Fig. 13, S. 40).

Pigeonit-Biotit-Chlorit-Serpentin. Gewöhnlicher als der beschriebene Typus ist ein anderer, der mit jenem sonst übereinstimmt, ausserdem aber noch grosse siebartig durchlöchernte Individuen von Klinopyroxen enthält. Diese kugelförmigen oder ellipsoidischen bis 1 cm messenden Körner sind auch mit dem blossen

Auge an ihren glänzenden Spaltflächen in der dichten schwarzen Bruchfläche erkennbar. In der verwitterten Felsoberfläche ist das Gestein meist grau, aber an einigen Stellen hat es die für die Serpentine im finnischen Gesteinsgrunde charakteristische rotbraune Farbe, die hier bisweilen nur an den Rändern einer Spalte erscheint, während das Gestein sonst grau ist.

In den pyroxenhaltigen Gesteinen ist der Kontrast zwischen den Serpentinpseudomorphosen und der Zwischenmasse noch ausgesprochener als in den oben besprochenen, weil teilweise die Stelle der Zwischenmasse von den siebartigen Klinopyroxenindividuen in Anspruch genommen ist (Fig. 18).

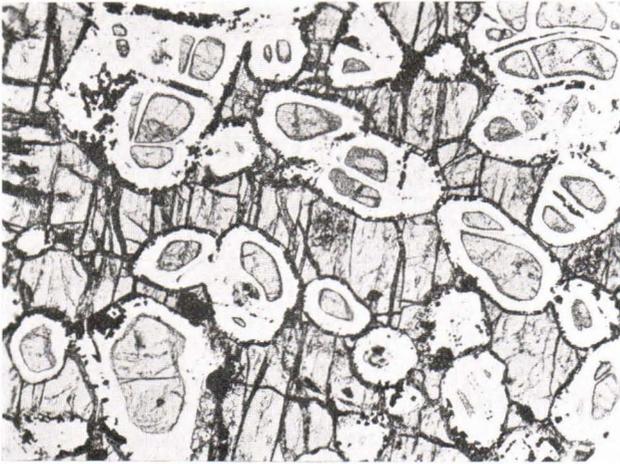


Fig. 18. Serpentinpseudomorphosen mit Olivinresten in Pigeonit eingeschlossen. Unterer Teil der nördlichen Böschung des Kammikivunturi. Ohne Nicole. Vergröss. 44 \times .

Die Form der Serpentinpseudomorphosen, besonders der im Pyroxen eingeschlossenen, ähnelt sehr oft der Kristallform des Olivins, und in Handstücken von zwei Stellen in der Nähe des Lagers am Fusse des Kammikivunturi ist in den inneren Teilen der Pseudomorphosen unumgewandelter Olivin erhalten geblieben. An zwei Schnitten $\perp \beta$ wurde die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.029 - 0.030$ bestimmt, was ein sehr niedriger Wert ist. Zwei übereinstimmende Bestimmungen ergaben $\gamma - \beta = 0.018$, weil aber die Isogyre ganz gerade ist, so muss wenigstens in einigen Fällen der optische Achsenwinkel fast 90° und die Doppelbrechung bedeutend höher sein als in den obigen Fällen.

Wenigstens in diesen Gesteinen kann man von Serpentinpseudomorphosen nach Olivin sprechen. Wo sie nicht in den Pyroxen eingeschlossen sind, haben sie dieselbe Form und Struktur wie in den früher beschriebenen Serpentin. Auch in Pyroxen eingeschlossen sind sie oft von einer dünnen Schale von Erz umgeben und von querfibrigen Serpentinbändern, mit der Schwingung γ in der Längsrichtung der Fibern, durchzogen.

Der **Klinopyroxen** ist bräunlich oder farblos und in siebartig durchlöcherten Individuen von bis zu 1 cm Durchmesser ausgebildet. Er ist von unregelmässigen dünnen Spaltadern von Erz durchzogen, die oft auch die Pseudomorphosen durchsetzen. Der Pyroxen enthält in den Randpartien noch eingeschlossene rundliche Erzkörner und bisweilen unregelmässige Flecken von braunem Amphibol, die dieselbe Orientierung haben. Der Pyroxen ist oft in keiner Weise verzehrt oder umgewandelt worden, und selten ist auch der am Pyroxen aufgewachsene farblose, fibrige Amphibol, der auch bisweilen in selbständigen filzigen Aggregaten auftritt.

Der optische Achsenwinkel des Klinopyroxens ist variabel, $2V = 35^\circ - 47^\circ$, die Doppelbrechung niedrig, $\gamma - \alpha = 0.018 - 0.020$, die Dispersion der Doppelbrechung $N >$ die des Quarzkeils (+33), und die Auslöschungsschiefe wechselt beträchtlich, $c:\gamma = 30^\circ - 45^\circ$. Die Dispersion der optischen Achsen ist stark $\rho > \nu$, aber gleich gross in beiden, so dass die Dispersion der Bisektrizes unbedeutend ist.

Nach seinen optischen Eigenschaften, von denen die niedrige Doppelbrechung und der kleine Achsenwinkel bestimmend sind, muss dieser Pyroxen zur Serie Klinoenstatit (Klinohypersthen)-Diopsid (Hedenbergit), für die von Winchell schon im J. 1900 die Benennung Pigeonite vorgeschlagen ist, gerechnet werden. In diesem Pigeonit scheint der Gehalt an Diopsidsilikat sehr zu wechseln, dürfte aber im Mittel ca. 60 % betragen.

Der braune **Biotit** kommt in der Zwischenmasse bisweilen in reichlicher Menge vor. In seine Spaltrisse ist Erz eingedrungen, und er ist gänzlich mit feinverteiltem Pigment erfüllt, wie in den zuerst beschriebenen Serpentin. Seine Farbe geht ebenfalls von dunkelbraun in der Mitte ($\gamma = \beta$ beinahe schwarz) in lichtbraun am Rande über. Zugleich geht auch die Doppelbrechung herunter, $\gamma - \alpha = 0.060 - 0.030$ und wird in einigen Ausläufern noch niedriger. Er ist immer einachsigt und negativ.

Dem Biotit schliesst sich beinahe immer **Chlorit** an. Er ist im parallel zur Spaltungsrichtung schwingenden Licht blaugrün, winkelrecht dagegen rotbraun. Die Doppelbrechung ist niedrig; die Interferenzfarbe ist indigo. Der negative Achsenwinkel ist klein.

Ausserdem tritt Chlorit noch in schmalen Bändern zwischen den Serpentinpseudomorphosen auf. Seine Farben sind schwächer, sonst stimmen seine Eigenschaften mit denen des vorigen überein. Einige feinschuppige Bildungen haben noch schwächere Farben. Bei Schwächung der Farbe wird auch das Brechungsvermögen herabgesetzt, wobei der Chlorit so allmählich in Serpentin übergeht, dass man keine Grenze zwischen ihnen ziehen kann.

Mit dem Auftreten von Chlorit in der Zwischenmasse scheint die früher erwähnte Eigentümlichkeit, dass die verwitterte Oberfläche der Serpentine bald grau, bald braun ist, im Zusammenhang zu stehen. Oberhalb des Lagers am Fusse des Kammikivitunguri erscheint die braune Färbung an der Serpentinoberfläche nur an den Rändern einiger Risse. Wie die Gesteine beider hier gesammelten Handstücke gezeigt haben, besteht der Unterschied zwischen diesen nur darin, dass sich in dem mit grauer Oberfläche verwitternden Serpentin die Pseudomorphosen nicht nennenswert von der Zwischenmasse unterscheiden, aber im braun verwitternden Gesteine die Zwischenmasse deutlich kräftiger lichtbrechend ist. Auch ihr Pleochromismus zeigt, dass sie aus Chlorit besteht. Weil diese Beobachtung auch in anderen Fällen Bestätigung gefunden hat, dürften wir folgern können, dass die braune Farbe der verwitterten Oberfläche von Serpentinsteinen nicht durch den reinen Serpentin, sondern entweder durch den Chlorit oder durch die Karbonatminerale veranlasst worden ist. Wahrscheinlich liegt die Erklärung letzten Endes im Eisengehalt dieser Minerale.

In der Zwischenmasse sind ausserdem nur kleine Gruppen von feinen farblosen Amphibolnadeln und Erz beobachtet.

Das Erz ist zum Teil primär in Form rundlicher Körner in den Pyroxen oder in die Zwischenmasse eingeschlossen. Teilweise ist es aber sekundär als Ausfüllung der Risse und in der Mitte der Serpentinbänder. Bisweilen ist das sekundäre Erz auch feinkörnig in die Pseudomorphosen eingeschlossen.

Sowohl das primäre wie das sekundäre Erz scheinen relativ arm an Ti zu sein. In dieser Hinsicht beweist das Fehlen von Leukoxen weniger in diesen Ca-armen Gesteinen, mehr aber der Umstand, dass beim Erze oft die Oktaederform des Magnetits beobachtet ist.

Sulfidminerale sind sehr selten und dann meist Pyrit.

Zusammen mit dem Erz treten jedoch oft dünne, undurchsichtige Nadeln auf (Rutil ?).

Zuweilen kommt auch Apatit vor.

In den Olivinreste enthaltenden Serpentin kann man feststellen, dass die Serpentinisierung an der Oberfläche der Olivinkörner und

an ihren Rissen begonnen hat. Da die Umwandlung des Olivins in Serpentin mit einer Zunahme des Volumens verbunden ist, befördert sie wieder die Rissbildung, bis die Risse die ganze Masse in Form eines gleichmässigen Netzwerkes durchziehen. Nach den Rissen entsteht ein Adernetz aus fibrigem Serpentin, die Fibern stehen quer zu den Adern und die Schwingungsrichtung γ ist parallel zur Fibrerichtung. Der Aderserpentin ist farblos und seine Lichtbrechung ist gleich hoch wie die des oft grünlichen Serpentins, der die Maschen erfüllt. So ist die Entstehung der Netzstruktur in den Serpentin zu erklären.

Wie aus dieser Beschreibung hervorgehen dürfte, haben sich im Gestein nach seiner Verfestigung keine anderen nennenswerten Veränderungen als die Serpentinisierung abgespielt. Einen fremden Einfluss kan man höchstens in der erwähnten Chloritbildung annehmen. Diese ist jedoch in den hier besprochenen Gesteinen sehr unbedeutend, nur längs einigen Rissen, aber in gewissen später zu beschreibenden Abarten ist sie von grösserer Bedeutung.

Diese Gesteine sind also Wehrlite gewesen. Nach der spärlichen Menge der Zwischenmasse zwischen den Serpentinpseudomorphosen zu schliessen, hat auch hier eine bedeutende Akkumulation der eingesunkenen Olivinkristalle stattgefunden.

QUANTITATIVE ZUSAMMENSETZUNG DER SERPENTINE UND PIGEONITSERPENTINE.

Zur quantitativen chemischen Untersuchung wurde ein 300 m südöstlich des Lagers am Fusse des Kammikivitunguri 2032 m E vom Kotselvaara O-Punkt, 236 m N von der Basislinie P₂ anstehender, sehr reiner Serpentin verwendet. Die quantitative Analyse wurde von Dr. Lauri Lokka im Laboratorium des Geologen Toimikunta ausgeführt, Anal. Nr. 127 (Tab. I.).

Die Klassifikation dieser Gesteine im CIPW-System ist etwas unbestimmt. In den Klassen IV und V hängt die weitere Eingliederung von dem Verhältnis der normativen Mengen an Olivin und Pyroxen zu den Erzen ab. Die Menge des normativen Magnetit ist jedoch durch die Oxydationsstufe des Eisens bestimmt. Im analysierten Gestein tritt der Hauptteil des Eisens in Form von Sesquioxyd auf, wird infolgedessen in der Norm gänzlich zum Magnetit und Hämatit gerechnet und vermindert auf diese Weise die Menge des Olivins. In dieser Hinsicht unterscheidet sich die normative

Zusammensetzung des Gesteins sicherlich von der des primären Peridotits.

Tab. I. Serpentin südöstlich des Lagers Kammikivitunguri. G. T. An. Nr. 127. Anal. Lauri Lokka.

	%	Mol.-Zahl	Norm	
SiO ₂	35.39	5869	or	4.19
TiO ₂	1.06	132	an	2.29
Al ₂ O ₃	2.73	267	C	1.12
Fe ₂ O ₃	11.01	689	Σ sal	7.60
FeO	5.87	817	hy	25.33
MnO	0.15	21	ol	38.66
MgO	32.15	7974	mt	15.40
CaO	0.46	82	he	0.38
Na ₂ O	Sp.		il	2.01
K ₂ O	0.71	75	pr.	0.24
P ₂ O ₅	Sp.		Σ fem	82.03
CO ₂			H ₂ O	10.74
S	0.13	40		100.36
H ₂ O+	10.59			
H ₂ O—	0.15			
				100.40
— O = S ₂				0.03
				100.37

C I P W-System V.2.1.2.

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—47.5	55.3	2.5	20.7+75.3	0.8	0.7	100	0.78

Die normative Menge des Olivins ist nun 38.66 %, die der Erzminerale 18.04, während der Erzgehalt ursprünglich sehr zurückgetreten sein muss, wogegen die Menge des Olivins bis zu 78 % gestiegen ist. Danach hat das Gestein ursprünglich zur Ordnung 1 der Klasse V gehört, wo das Verhältnis der femischen Silikate zum Erz $> \frac{7}{1}$ ist. Nach der jetzigen Zusammensetzung gehört das Gestein zur Ordnung 2 derselben Klasse zusammen mit den Eisenerzen, weil $\frac{7}{1} > \frac{P+O}{M} = \frac{11}{3} > \frac{5}{3}$ ist. Derselbe Umstand beeinflusst auch das Verhältnis der Pyroxene zum Olivin, so dass es schwierig ist, die Stelle des ursprünglichen Gesteins in diesem System zu bestimmen.

Auf die Einteilung nach Niggli haben diese Umstände dagegen keinen Einfluss, weil hier die beiden Oxydationsstufen des Eisens zusammengerechnet werden. Nach diesem System gehört das Gestein zu den typischen Duniten.

Das analysierte Handstück von Pigeonitserpentin, Anal. Nr. 128 (Tab. II), des olivinführenden Gesteins stammt vom N-Abhang des Kammikivitunguri oberhalb des Lagers, 1705 m E vom Kotselvaara O-P., 190 m N von der Basislinie P₂ (vgl. S. 53). Für die Einordnung dieses Gesteins in das CIPW-System gilt dasselbe, was oben über den reinen Serpentin gesagt ist. Nach Niggli entspricht dieses Gestein sehr gut dem normalperidotitischen Typus. Es muss indessen hier daran erinnert werden, dass angesichts derartiger Gesteine, wie die beiden oben besprochenen, nicht vom Magmatypus im eigentlichen Sinne die Rede sein kann, denn sie sind in dieser Zusammensetzung nie in magmatischem Zustande gewesen, worauf Bowen aufmerksam gemacht hat (1928).

Tab. II. Pigeonit-Serpentin südlich des Lagers Kammikivitunguri. G. T. An. Nr. 128. Anal. Lauri Lokka.

	%	Mol.-Zahl	Norm	
SiO ₂	37.17	6164	or	1.84
TiO ₂	1.02	127	ab	2.10
Al ₂ O ₃	3.63	355	an	7.86
Fe ₂ O ₃	8.90	557	Σ sal	11.80
FeO	5.95	828	di	2.74
MnO	0.13	18	hy	21.45
MgO	30.96	7679	ol	39.66
CaO	2.81	501	mt	12.90
Na ₂ O	0.25	40	il	1.93
K ₂ O	0.31	33	pr	0.17
P ₂ O ₅	Sp.		ce	0.93
CO ₂	0.41	93	Σ fem	79.78
S	0.09	28	H ₂ O	8.18
H ₂ O+	8.07			99.76
H ₂ O—	0.11			
	99.81			
— O = S ₃	0.02			
	99.79			

C I P W-System V.1.2.1.2.

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—44.4	58.4	3.4	18.4+72.8	4.7	0.7	0.47	0.80

Eine Berechnung der ursprünglichen quantitativen Mineralzusammensetzung der zuerst entstandenen Olivinsteine ist in hohem Grade davon abhängig, was zum qualitativen Mineralbestand angenommen wird. Aus der jetzigen Zusammensetzung auch der reinen Serpentine lässt sich eine bedeutende Menge Hypersthen berechnen. Hat dieser Bestandteil nicht zum primären Olivin gehört, so muss bei der Serpentinisierung eine Einwanderung von Kieselsäure angenommen werden. Dasselbe trifft für den Tonerdegehalt zu: ist er ursprünglich im Feldspat und Biotit oder im Spinell enthalten gewesen, oder ist er nachher bei der Serpentinisierung eingewandert. Wird die chemische Zusammensetzung als ursprünglich angesehen, der Al_2O_3 -Gehalt zum Feldspat und der Überschuss über $\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ zum Biotit gerechnet, so ergibt sich folgende Mineralzusammensetzung:

Tab. III. Vermutete qualitative und danach berechnete quantitative mineralische Zusammensetzung des analysierten Serpentin und des Pigeonitserpentin.

		I	II
Plagioklas	(An ₁₀₀)	2,59	(An ₇₇) 10,20
Biotit		11,91	5,27
Diopsid			6,06
Hypersthen		5,81	2,80
Olivin		77,42	73,53
Ilmenit		2,27	2,14
		100,00	100,00

Das sind durchaus wahrscheinliche Zusammensetzungen für Olivinsteine und wahrscheinlich auch hinsichtlich der tatsächlichen Menge der Olivinpseudomorphosen. Auch die Menge des Biotits erscheint keineswegs zu gross. Der Ilmenitgehalt ist jedoch wohl im Olivin und insbesondere in Biotit enthalten gewesen. Der Pyroxen im pyroxenhaltigen Serpentin erhält eine Zusammensetzung analog der mikroskopisch bestimmten, ist also ein Pigeonit mit hohem Hypersthengehalt (32 %).

AUGIT-HORNBLLENDE-SERPENTIN.

Pigeonit-Serpentine enthalten öfters kleine Mengen von braunem Amphibol in Pyroxen eingeschlossen. An der unteren Grenze der Intrusivkörper ist dieser braune Amphibol in grossen Mengen, und zwar oft in grösseren Mengen als Pyroxen, angetroffen worden.

Diese Kontaktmodifikation des Serpentin bildet nur eine einige Meter breite Zone und ist am wenigsten an der unteren Grenze der untersten Serpentinzone umgewandelt. Vom Kotseljoki nach E zu kann diese höchstens 10 m breite Grenzbildung eine Strecke von 500 m mit nur einer Lücke von 100 m, die mit Moräne bedeckt ist, verfolgt werden.

Dieses Gestein ist auch makroskopisch leicht von Serpentin zu unterscheiden. Wenn es feinkörnig ist, hat es oft porphyrisches Aussehen. In größerem Gestein treten in der verwitterten Felsoberfläche längliche, bis zu 1 cm lange Einsprenglinge von Amphibol aus der feinkörnigen Grundmasse als Knollen hervor. Besonders in den oberen Intrusivzonen sind jedoch diese Gesteine öfters in Amphibolschiefer verwandelt worden, so dass von der ursprünglichen Struktur nichts erhalten ist. Diese Umwandlung ist mit den Bewegungen der Intrusivplatten auf ihrer Unterlage in Zusammenhang zu bringen.

Am wenigsten ist das Gestein in einem hohen Felsen am Fusse des Lätinen-Ortoaivi ca. 500 östlich des Lagers Kammikivinturi umgewandelt worden. Es enthält Einsprenglinge von 1—1.5 cm, bisweilen sogar 2 cm Länge und 0.5—0.7 cm Dicke in einer dunklen Grundmasse. Auch makroskopisch können in den Einsprenglingen ein Kern und die Randpartien mit abweichenden Spaltungsrichtungen unterschieden werden.

Unter dem Mikroskop sieht man in den Einsprenglingen einen ganz schwach rotbräunlichen Kern von monoklinem Pyroxen innerhalb einer Hülle von braunem Amphibol. Der Pyroxen hat dieselben optischen Eigenschaften wie in den oben besprochenen Serpentin und ist in ähnlicher Weise siebartig durchlöchert. Der Amphibol ist vom Pyroxen gewöhnlich durch eine Umwandlungszone von Talk und Chlorit getrennt. An einigen Stellen ist die Grenze jedoch ganz scharf, und gelegentlich sind auch kleine unregelmässige Einschlüsse von Pyroxen im Amphibol beobachtet worden. Der Amphibol hat bei seiner Entstehung den Pyroxen resorbiert, ist aber nicht allein durch die Umwandlung des letzteren entstanden. Die Verwandlung in Chlorit und Talk hat nur den Pyroxen, nicht aber den Amphibol angegriffen, weil dieser gegen die Umwandlungszone scharf begrenzt und an dieser Grenzfläche farbloser Amphibol aufgewachsen ist.

Der Pleochroismus und die Lichtabsorption des braunen Amphibols ist: α , lichtbraun, $< \beta$, rötlichbraun, $< \gamma$, gelblichbraun. Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.023 - 0.024$ und Auslöschungsschiefe $c:\gamma = 20^\circ$. Die Doppelbrechung des farblosen Amphibols ist etwas niedriger, $\gamma - \alpha = 0.022 - 0.023$, der Auslöschungswinkel etwas grösser,

$c:\gamma = 22^\circ$. Der negative Winkel der optischen Achsen ist in beiden gross, fast 90° . Das Lichtbrechungsvermögen des braunen Amphibols ist bedeutend höher als das des farblosen, jedoch niedriger als das des Pyroxens. Weil für den optischen Achsenwinkel des Barkevikits nur kleine Werte (54°) angegeben sind, ist der braune Amphibol zu den basaltischen Hornblenden zu rechnen, obschon die Berichte in der Literatur über die Doppelbrechung dieser Modifikation höhere Werte angeben; $\gamma - \alpha = 0.031 - 0.072$. Der erhaltene Auslöschungswinkel ist jedenfalls zu gross, er konnte aber nur einmal bestimmt werden und in diesem Falle war der Schnitt nicht genau $\perp \beta$.

Sowohl der Pyroxen als auch der Amphibol enthalten Pseudomorphosen von Serpentin, Chlorit und Erz nach Olivin in gleicher Weise. Diese können auch ausserhalb jener Minerale beobachtet werden, obgleich der Unterschied zwischen ihnen und der Zwischenmasse nicht so gross ist wie in den oben beschriebenen Gesteinen.

Zuäusserst in den in Pyroxen und Amphibol eingeschlossenen Pseudomorphosen tritt oft parallel zu jenen Mineralen angewachsener, farbloser Amphibol auf. Zwischen diesen beiden erscheint oft ein dünnes Band von grünem Amphibol, welches wahrscheinlich aus der braunen Abart durch Umwandlung entstanden ist. Die Farben der grünen Modifikation sind α , lichtgrün, $< \beta$, gelbgrün, $\leq \gamma$, blaugrün. Sonst bestehen die Pseudomorphosen aus einem schwach doppelbrechenden beinahe farblosen Serpentin, der teils von feinem Pigment, teils von grösseren Erzkörnern, oft mit deutlicher Oktaederform, angefüllt ist. An sie schliessen sich gelegentlich dünne, undurchsichtige Nadeln an. Bisweilen wird auch innerhalb der Pseudomorphosen Chlorit festgestellt. Dieser ist lichtgrün oder pleochroitisch mit grünen und braunen Farben. In der Regel gehört er jedoch zur Zwischenmasse.

Die Zwischenmasse unterscheidet sich von den Pseudomorphosen nicht so scharf wie in den oben besprochenen Gesteinen, so dass es an manchen Stellen schwierig ist zu sagen, was zur Zwischenmasse und was zur Pseudomorphose zu rechnen ist. Jedenfalls ist die Zwischenmasse hier in reichlicherer Menge vorhanden als in den vorigen Gesteinen; ihre Menge übertrifft sogar die der Pseudomorphosen. Ausser dem Pyroxen und dem Amphibol hat die Zwischenmasse reichlich Biotit enthalten, aber ein grosser Teil desselben ist in Chlorit umgewandelt worden. Vom Biotit sind nur einige gebogene und fettige Reste übrig geblieben, und auch in ihnen ist die Doppelbrechung niedrig. Dazu treten noch Erz in unregelmässigen Körnern und Apatit auf. Ausserdem kommen in der Zwischenmasse noch Nester von Talk vor, die wahrscheinlich durch Umwandlung von Pyroxen entstanden sind.

Der Pyroxen-Amphibol-Serpentin ist jedoch nicht immer makroskopisch porphyrisch, sondern gelegentlich fein- und gleichkörnig. Eine solche Abart ist in der unteren Intrusivplatte östlich des Kotseljoki, bei einem alten Lagerplatze angetroffen worden. Sie enthält 1.5—0.5 mm lange und ca. 0.2 mm dicke Körner von Pyroxen ohne Kristallform. Diese sind von einer 0.05—0.03 mm dicken Schale von braunem Amphibol umhüllt (Fig. 19). Zuäusserst erscheint noch grüner und stellenweise auch farbloser Amphibol, der mit der umgebenden Chloritmasse innig verwachsen ist. Die Zwischenmasse

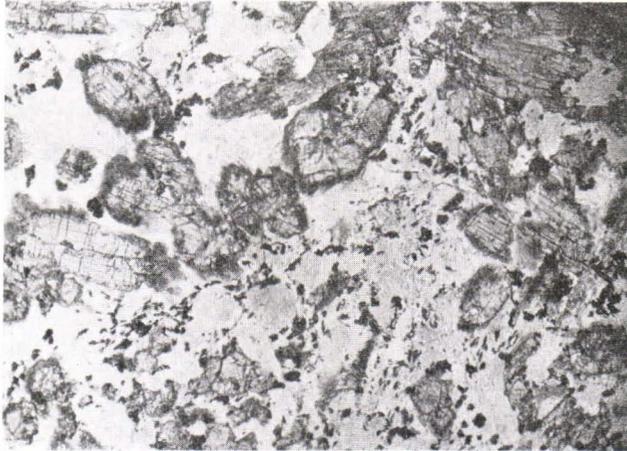


Fig. 19. Augit-Amphibol-Serpentin. Alter Lagerplatz am Kotseljoki. Ohne Nicole. Vergröss. 25 \times .

besteht aus Chlorit, der mit kleinen Gruppen von Leukoxen reichlich besetzt ist.

Der Klinopyroxen ist schwachrötlich, β , lichtrötlich, Δ γ , lichtbläulichgrau, $> \alpha$, lichtgelblich. Die Doppelbrechung relativ hoch, $\gamma - \alpha = 0.029$, die Dispersion der Doppelbrechung beträchtlich kleiner als beim Quarz, $c:\gamma = 45^\circ$, $2V = 41^\circ$. Die Dispersion der B-Achse ist sehr stark $\varrho \gg \nu$, bei der A-Achse dagegen an einigen Stellen undeutlich, an anderen deutlich umgekehrt $\varrho < \nu$, so dass die Bisektrixdispersion beträchtlich im Sinne $c:\gamma\varrho < c:\gamma\nu$ ist. Nach seinen optischen Eigenschaften schliesst sich dieser Pyroxen also an die zuerst von Wülfing beschriebenen basaltischen Augite an.

Der braune Amphibol zeigt intensive Farbe; α , gelblich, $< \beta = \gamma$, dunkelbraun, $\gamma - \alpha = 0.028 - 0.034$, $c:\gamma = 8^\circ$. Er gehört zu den basaltischen Hornblenden.

Der Chlorit ist z. T. kleinschuppig, farblos, relativ stark doppelbrechend, teilweise aber gröber, grünlich, schwach doppelbrechend. Um einige Einschlüsse von Leukoxen herum sind pleochroitische Höfe beobachtet worden.

Zum Leukoxen gesellt sich oft auch Erz in unregelmässigen Körnern. Es ist Oxyderz; Sulfide sind sehr selten angetroffen worden.

Auch diese gleichkörnige Abart geht jedoch in porphyrisches Gestein über, das dem obenbeschriebenen ähnlich ist. Die Auslöschungsschiefe des braunen Amphibols ist indessen auch in diesem

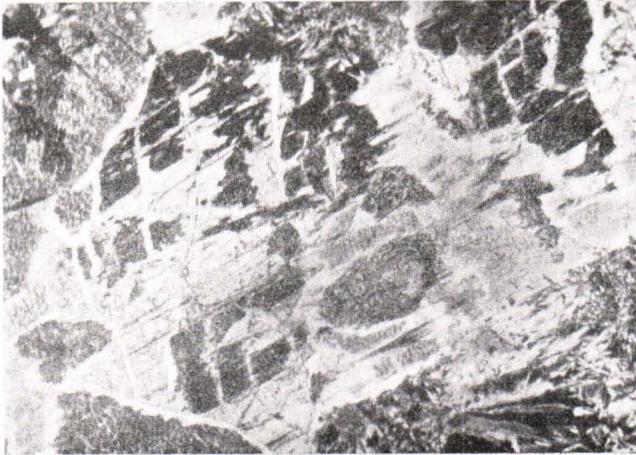


Fig. 20. Umgewandelter brauner Amphibol vom Kaulatunturi. Nicole +. Vergröss. 43 ×.

immer klein $c:\gamma = 12^\circ$. Die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.025$ und die Dispersion der Doppelbrechung ist bei diesem Mineral beträchtlich schwächer als beim Quarz.

In den oberen Intrusivplatten ist, wie gesagt, die Kontaktmodifikation an der unteren Grenze oft sehr stark durch Schieferung angegriffen worden, und dabei hat auch die mineralische Zusammensetzung grosse Veränderungen erlitten. Der Pyroxen ist vollkommen umgewandelt worden, und an seiner Stelle ist ein Netzwerk entstanden, welches aus beinahe parallel orientiertem, farblosem Amphibol besteht, wo die Maschen mit sehr schwach doppelbrechendem Chlorit, seltener mit Talk ausgefüllt sind. Die Spaltungsrichtung des Chlorits liegt immer parallel zur C-Achse, aber die des Talks parallel zur Basis des Pyroxens. Erst bei der am weitesten fortgeschrittenen Umwandlung ist der braune Amphibol zum grössten Teil zersetzt

worden (Fig. 20). Ausserdem können auch Sulfidminerale in reichlicher Menge auftreten, oft Pyrit, seltener Magnetkies. Karbonatminerale sind ebenfalls oft vorhanden.

QUANTITATIVE ZUSAMMENSETZUNG DES AUGIT-AMPHIBOL-SERPENTINS.

Zur chemischen Untersuchung wurde das oben beschriebene, fein- und gleichkörnige Gestein nahe beim alten Lagerplatz östlich des Kotseljoki, 170 m P₂ 512 m N, verwendet (S. 62). Die quantitative Analyse ist von Dr. Lauri Lokka ausgeführt worden.

Die Zusammensetzung des Gesteins, Anal. Nr. 129 (Tab. IV), ähnelt der der Gabbros. Nach den Tabellen von Niggli steht sie in der Mitte der Normalgabbroiden und der issitischen Magmentypen, oder kann vielleicht am besten zu den Hornblenditen gerechnet werden. Die Zusammensetzung einiger kieselsäurearmen Hornblenditen erinnert in der Tat sehr an diese Analyse. Das Gestein steht also an der Grenze zwischen den Gabbros und den Peridotiten

Tab. IV. Augit-Amphibol-Serpentin östlich des Lagerplatzes am Kotseljoki. G. T. An. Nr. 129. Anal. Lauri Lokka.

	%	Mol.-Zahl	Norm	
SiO ₂	42.65	7073	or	2.74
TiO ₂	2.36	295	ab	11.25
Al ₂ O ₃	13.26	1297	an	28.84
Fe ₂ O ₃	0.45	28	Σ sal	42.84
FeO	13.73	1911	wo	3.56
MnO	0.20	28	di	16.00
MgO	10.21	2532	ol	28.54
CaO	11.43	2038	mt	0.65
Na ₂ O	1.33	214	il	4.48
K ₂ O	0.46	49	Σ fem	53.23
P ₂ O ₅	Sp.		H ₂ O	4.27
H ₂ O+	4.15			100.34
H ₂ O—	0.12			
	100.35			

C I P W-System III.5.4.4.
Auvergnos.

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—25.7	88.1	16.0	24.5+31.2	25.1	3.2	0.19	0.56

und ist demzufolge beträchtlich saurer als die oben besprochenen Serpentine, die die untere Abteilung der Intrusivkörper bilden. Es gehört also nicht als regelmässiges Glied zur Reihe der Produkte der Kristallisationsdifferenzierung, die von unten nach oben immer saurer werden. Auch das Auftreten der braunen Hornblende in ihm scheint dafür zu sprechen, dass diese Randmodifikation bei rascher Abkühlung des ursprünglichen Magmas am Kontakte entstanden ist.

Als ein Magmentypus ist die Randmodifikation indessen ein seltsames Gestein. Aus der grossen Analysensammlung Washingtons habe ich nur drei einigermaßen ähnliche Zusammensetzungen gefunden (Tab. V, 1—3).

Tab. V. Analysen einiger basischen Gesteine.

	1	2	3	4
SiO ₂	44.77	44.01	44.26	42.63
TiO ₂	5.26	1.66	5.02	1.80
Al ₂ O ₃	12.46	12.69	13.32	13.68
Fe ₂ O ₃	4.63	3.62	4.60	0.42
FeO	12.99	8.75	8.19	13.10
MnO	0.17	0.21		0.13
MgO	5.34	12.86	9.42	11.57
CaO	10.20	10.57	10.95	10.17
Na ₂ O	2.47	1.68	2.40	1.67
K ₂ O	0.95	0.49	0.99	0.60
P ₂ O ₅	0.28	0.17	0.45	
H ₂ O+	0.48	2.73	0.37	4.01
H ₂ O—	0.12	0.89		0.22
CO ₂	0.37	Sp.		
S	0.26	0.11		
	100.75	100.44	99.97	100.00

Das erste Gestein ist von J. F. Kemp beschrieben worden. Es tritt als Nebengestein eines Titaneisenerzes in der Grube Kent 1/4 Meilen von Lincoln Pond bei Elisabetstown auf. Das Gestein wechselt zwischen Gabbro und Norit und ist aus grünem Augit, Hypersthen, brauner Hornblende, Plagioklas, Magnetit und aus kleineren Mengen eines mikroperthitischen Feldspats ohne Zwillingsbildung zusammengesetzt. Ausserden führen einige Typen reichlich Granat, die anderen sind aber frei davon.

Das andere Gestein mit ähnlicher Zusammensetzung stammt von der Insel Skye und erscheint nach A. Harker als Gang im Granit. Es besteht aus Einsprenglingen von Olivin und etwas weniger Augit und Bytownit in einer Grundmasse mit kleineren Körnern von Olivin, subophitischem titanhaltigem Augit, Labradorleisten und Magnetit nebst einem Kristallisationsrest von Chlorit und Zeolith mit reichlichem Apatit.

Auch das dritte Gestein erscheint nach A. Lacroix als Gang in Tahiti, tritt jedoch in einer alkalinen Gesteinsfolge, in einem essexitischen Gabbro auf. Auch dieses führt idiomorphe Einsprenglinge von Augit und Olivin nebst mikrolithenartigen Leisten von Labrador in einer feinkörnigen Grundmasse, wo nur kleine Körner von Augit und Magnetit mit Feldspatleisten, die zu winzig sind, um die Bestimmung ihrer Zusammensetzung zu gestatten, unterschieden werden können.

Die Zusammensetzung dieses letzten Gesteins ähnelt, wie Lacroix hervorgehoben hat, derjenigen der essexitischen Gabbros, und es ist eine beachtenswerte Tatsache, dass gerade bei diesen Gesteinen die meisten Annäherungen an die Zusammensetzung der hier besprochenen Randmodifikation von Serpentin gefunden werden.

Da zwei von den Parallelen unserer Randmodifikation in Form von Gängen auftreten, sind sie echte magmatische Gesteine. Weil sie aber gröbere Einsprenglinge in einer feinkörnigen Grundmasse enthalten, ist jedoch eine Anreicherung der Bestandteile der Einsprenglinge durch ihr Niedersinken wahrscheinlich. Darum habe ich die folgende Berechnung ausgeführt. In einem von Daly (1914) wiedergegebenen Mittel von 17 Olivinabbros habe ich durch Niedersinken von Kristallen eine Anreicherung von 17 % Olivin, 7 % Diopsid und 2 % Magnetit angenommen und bin zu der in Tab. V, 4, wiedergegebenen Zusammensetzung gelangt. Als Verhältnis FeO:MgO ist 1:1 sowohl im Olivin als im Diopsid angenommen und der Wassergehalt erhöht worden. Damit kommen wir also zu einer Zusammensetzung, die mit der der Randmodifikation beinahe identisch ist. Nur der CaO-Gehalt ist in der Randmodifikation etwas höher. Wir können also bei ihrer Herleitung von gewöhnlicheren Magmas ausgehen.

CHLORIT- UND PYROXEN-CHLORIT-SERPENTIN.

In einigen Serpentin des Kaulatunturi—Kammikivintunturi-Gebietes sind die Pseudomorphosen von Adern einer anderen Art als in der gewöhnlichen Netz- oder Maschenstruktur durchzogen. Die

Ränder dieser Adern haben ein beträchtlich höheres Lichtbrechungsvermögen, stärkere Doppelbrechung und die Schwingungsrichtung γ in der Längsrichtung der Adern. Gelegentlich können diese Adern breit sein und eine an Fibrigkeit erinnernde Streifung quer zur Längsrichtung zeigen, aber die optische Orientierung ist immer dieselbe. Solche Bänder gehen nicht kreuz und quer, sondern gewöhnlich beinahe parallel. Sie sind öfters farbig und zeigen den für Chlorit charakteristischen Pleochroismus mit den Farben bläulichgrün—rötlichbraun. Auch die Querstreifung kann durch Fältelung verursacht werden, denn sie ist nie so feingeteilt wie die Fibrigkeit. Dieses Mineral lässt sich also am besten als Chlorit ansehen.

In diesem Falle beobachten wir in den Serpentinpseudomorphosen keine Netzstruktur, sondern grössere Felder, die entweder aus vollkommen einheitlicher, schwach doppelbrechender Substanz bestehen oder in oft rhombenförmige Teilfelder mit etwas abweichender Orientierung verteilt sind. Diese Pseudomorphosen enthalten, ebenso wie die in den vorigen Kapiteln beschriebenen, Erz in verschiedener Ausbildung: Adern, oktaedrische Körner und dünne, gerade oder etwas gebogene Stäbchen.

Die Grundmasse besteht aus einem filzigen Gewebe von farblosen relativ stark doppelbrechenden Chloritschuppen mit der Schwingung γ in der Längsrichtung. Ihre Lichtbrechung ist bedeutend höher als die der Pseudomorphosen.

In der Grundmasse ist viel Biotit enthalten. Seine Farbe ist blass und die Doppelbrechung niedrig. An ihn schliesst sich in reichlicher Menge farbiger Chlorit mit dem üblichen Pleochroismus und schwacher Doppelbrechung (indigo oder violette Interferenzfarbe) an (Fig. 21). In einigen Fällen kommt der Pyroxen in reichlicher Menge vor, teilweise jedoch umgewandelt, in anderen Fällen ist seine Stelle von Chlorit und Zoisitmineralien in feinverteilter Mischung eingenommen. Auch das Erz erscheint in reichlicher Menge teils als Körner teils als dünne Schalen um die Pseudomorphosen herum.

In einigen Fällen hat in einem Teil der Pseudomorphosen in ihren Randpartien ein feinschuppiger Chlorit auszukristallisieren begonnen. Beim Eindringen in die inneren Teile der Pseudomorphosen wird dieser gröber, und es entsteht eine radiale Gruppierung. Dann und wann ist die ganze Pseudomorphose mit feinkörnigem Chlorit und einigen kleinen radialstrahligen Bildungen, mit der Schwingung α in der Strahlenrichtung, ausgefüllt.

In anderen Gesteinen wieder ist beinahe jeder Unterschied zwischen der Grundmasse und den Pseudomorphosen ganz verschwunden. Auch diese können jedoch einen ähnlichen siebartigen Pyroxen wie

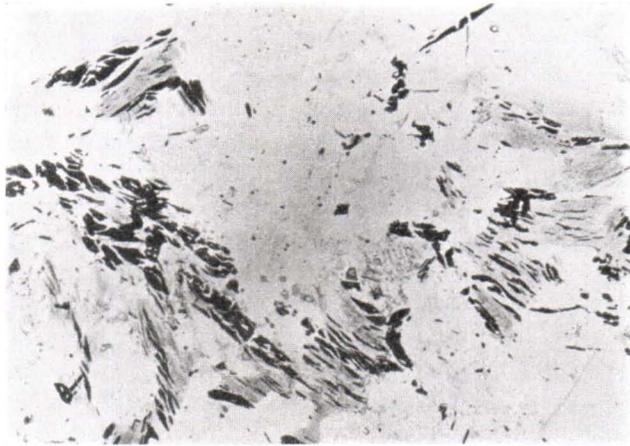


Fig. 21. Reste von chloritisiertem Biotit mit Erzlamellen. Vom Kaulatunturi. Ohne Nicole. Vergröss. 37 \times .

die Pyroxen-Serpentine beinahe unverwandelt enthalten, so dass die ursprüngliche Struktur auch in ihnen dieselbe gewesen sein muss.

Schliesslich seien noch Gesteine erwähnt, in denen nichts in den silikatischen Bestandteilen auf eine ähnliche Struktur hindeutet. In einer filzigen Chloritmasse schwimmen fetzige Reste von Pyroxen und Biotit sowie durch die Umwandlung des letzteren entstandener Chlorit mit kräftigeren Farben herum. Sonst ist der Chlorit farblos, relativ kräftig doppelbrechend, optisch negativ, mit nur hie und da auftretenden radialstrahligen Bildungen. Nur die Verteilung des Erzes zeigt deutlich, dass das Gestein von einem ähnlichen Typus wie die vorigen abstammt. Auch in diesen Gesteinen ist das Erz frei von Leukoxen.

Gegenüber den vorigen Gesteinen ist aber beachtenswert, dass ein grosser Teil des Erzes aus Sulfidmineralen besteht. Der Magnetkies kommt am häufigsten vor, Pyrit und Kupferkies sind seltener. Die Eisenkiese gehören jedoch nicht zu den bei der Umwandlung des Olivins entstandenen Erzadern. Sie erscheinen als gröbere Nester und sind wahrscheinlich spätere Bildungen.

In der oben beschriebenen Chloritisierung ist ein Prozess enthalten, der von Beginn an deutlich einen von der früher besprochenen Serpentinisierung abweichenden Verlauf gehabt hat. Durch welche Bedingungen diese Abweichung verursacht worden ist, darüber hat die petrographische Untersuchung keine Klarheit ergeben. Eine Voraussetzung der Chloritbildung ist das Vorhandensein genügender

Mengen von Tonerde (Al_2O_3). Woher ist dieser Bestandteil gekommen?

In den Gesteinen des hier behandelten Gebietes sind die in den Peridotiten häufigen Minerale Melanit und Spinelle nie angetroffen worden. Ob diese Minerale auch hier eine Rolle gespielt haben oder nicht, darüber hat die Untersuchung keinen Aufschluss gegeben.

Ist Melanit oder Spinell in der Tat einmal da gewesen, so müssen sie durch Umsetzung mit Olivin und Pyroxen bei der Metamorphose die Chloritbildung veranlasst haben. Die von den netzartigen Serpentin abweichende Struktur der Chloritgesteine mit parallel gehenden Adern deutet aber darauf hin, dass die Chloritisierung unter besonderen Verhältnissen, vielleicht bei inneren Bewegungen der Gesteine, stattgefunden hat. Dann wäre es wohl richtiger, eine Einwanderung von Al_2O_3 anzunehmen.

QUANTITATIVE ZUSAMMENSETZUNG DER AUGIT-CHLORIT-SERPENTINE.

Schon früher ist in der Arbeit von H. Hausen die von A. Zilliacus ausgeführte Analyse eines Pyroxen-Chloritgesteins vom Onkittunturi veröffentlicht worden. Das Handstück ist in den Sammlungen der Geologinnen Toimikunta nicht mehr vorhanden, aber der Dünnschliff ist aufbewahrt. Das Vorkommen liegt ausserhalb unseres Gebiets, da aber das Gestein nach dem Dünnschliff zu schliessen ein recht typischer Vertreter dieser Gesteine gewesen ist, erscheint diese Analyse geeignet zur quantitativen Behandlung der vorliegenden Typen (Tab. VI). Die S-Menge ist von Hausen mit dem Glühverlust zusammengerechnet worden, wird aber hier nach der ursprünglichen Analyse wiedergegeben.

Im CIPW-System ist die Stelle dieses Gesteins unbezeichnet geblieben, aber nach Niggli ist der normalperidotitische Magmentypus dieser Analyse so ähnlich, dass er sich nur in den Werten von si und mg ein wenig unterscheidet; beim Grundtypus sind diese Zahlen 60 bzw. 0.90, bei diesem Gesteine 55 bzw. 0.72.

Nach der normativen Zusammensetzung zu urteilen ist es etwas überraschend, dass dieses Gestein, dessen CaO-Gehalt nicht zur Al_2O_3 -Menge genügt, sondern in der Norm über 1 % Corund übrigbleibt, trotzdem Klinopyroxen enthält. Man sollte erwarten, dass ein trockenes Magma mit dieser Zusammensetzung zu einem feldspat- und biotithaltigen Bronzit-Peridotit erstarren würde.

Tab. VI. Pyroxen-Chlorit-Gestein nördlich des Onkitunturi.
Anal. A. Zilliacus.

	%	Mol.-Zahl	Norm	
SiO ₂	34.58	5735	ab	3.84
TiO ₂	0.67	84	an	9.82
Al ₂ O ₃	5.45	533	c	1.10
Fe ₂ O ₃	6.71	420	Σ sal	14.76
FeO	12.50	1740	hy	13.77
MnO	0.16	23	ol	49.03
MgO	27.43	6803	mt	9.73
CaO	2.48	442	il	1.28
Na ₂ O	0.45	73	ap	0.92
K ₂ O	0.0		pr	2.27
P ₂ O ₅	0.40	28	Σ fem	77.00
S	1.21	377	H ₂ O	8.70
Gl. verl.	8.70			100.46
				<hr/>
				100.74
				<hr/>
				0.30
				<hr/>
				100.46

C I P W-System IV.2.1.1

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—48.0	54.8	5.1	24.9+65.1	4.2	0.7	0.0	0.72

Sosman und Asklund haben das Auskristallisieren von Pyroxen aus Magmen mit verschiedenen Zusammensetzungen untersucht. Aus diesen Untersuchungen geht hervor, dass bei den Gesteinen, die bei der Erstarrung von metasilikatreichen Magmen entstanden sind, drei Hauptgruppen zu unterscheiden sind: Gesteine mit rhombischem Pyroxen (CaO < 8 mol.-%), Gesteine mit Klinopyroxen und Gesteine mit beiden Pyroxenen zusammen. In der graphischen Darstellung mit den drei Komponenten, FeO—MgO—CaO, haben alle diese Typen verschiedene Verbreitungsgebiete (Fig. 22). Das Gebiet des Klinopyroxens kann noch in zwei Teile zerlegt werden, die durch das Auftreten entweder von diopsidischem bzw. augitischen Pyroxen oder von Pigeoniten (Enstatitaugiten, Hypersthenaugiten usw.) charakterisiert sind.

Die Grenze zwischen diesen verschiedenen Gebieten ist nicht ganz scharf, sondern als Grenze haben wir schmale Übergangszonen, wo die beiden betr. Typen zusammen vorkommen. Eine solche Über-

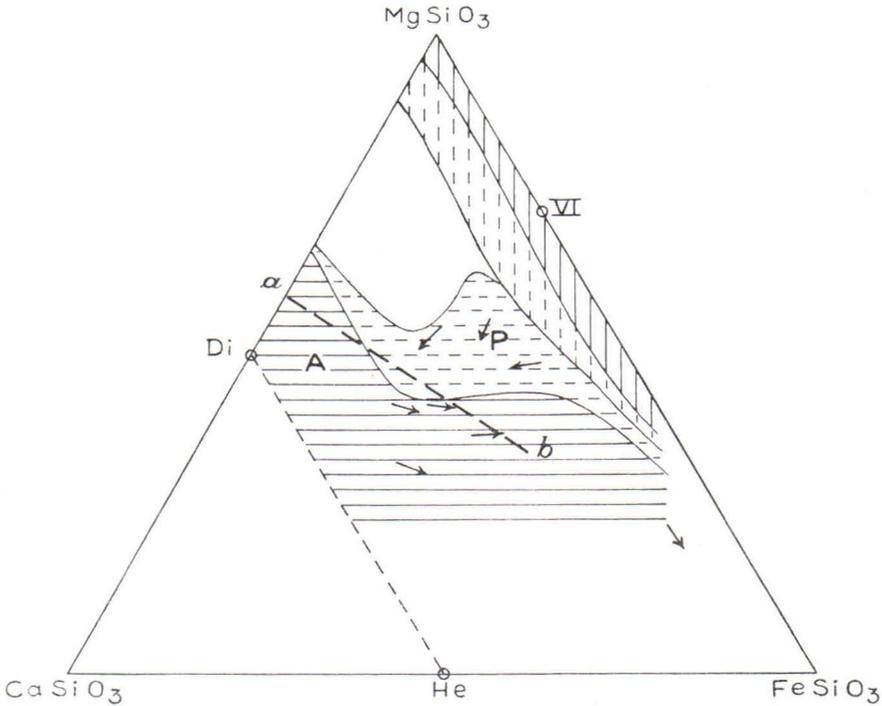


Fig. 22. Auftreten von Pyroxenen nach Sosman und Asklund. Vertikal schraffiert rhombischer, horizontal monokliner Pyroxen und gestrichelt Übergangsgebiete. A Augite, P Pigeonite, a—b Minimum der Ausscheidungstemperatur. Die Pfeile bezeichnen die Richtung der Änderung von Restlösung bei Kristallisation nach Asklund und Barth. VI gibt den nicht-feldspatigen Anteil der Analyse VI an.

gangszone erscheint auch zwischen den Verbreitungsgebieten der pigeonithaltigen und der bronzithaltigen Gesteine. Die Lücke zwischen den Zusammensetzungen der Pigeonite und der Bronzite scheint jedenfalls sehr gering zu sein. Asklund hat wahrscheinlich gemacht, dass einige Klinopyroxene sogar dieselbe Zusammensetzung haben können wie gewisse rhombische Pyroxene. So erscheinen in den von Asklund zusammengestellten Diagrammen über die pyroxenreichen Gesteinen innerhalb des Verbreitungsgebietes von Bronzit einige Gesteine, die Pigeonit oder beide Pyroxene enthalten sowie umgekehrt. Es ist noch nicht geklärt, ob diese Unbestimmtheit durch irgendwelche Besonderheiten in der Zusammensetzung des Magmas oder durch die physikalischen Verhältnisse bei der Verfestigung des Magmas verursacht werden.

Um die Stelle des hier behandelten Gesteins in einem solchen Diagramm zu bestimmen, muss alles Olivinsilikat abgezogen werden. Dann bleibt der Analysenpunkt des Restmagmas innerhalb des Gebietes von Bronzit, aber so nahe der Grenze, dass in seiner Nähe einzelne Gesteine mit Klinopyroxen oder beiden Pyroxenen auftreten.

Nach den optischen Eigenschaften zu schliessen gehören indessen die Pyroxene in den Peridotiten des Kammikivittunturi-Gebietes niemals zu den CaO-ärmsten Pigeoniten. In diesen Pyroxenen ist niemals eine normalsymmetrische Achsenebene, nicht einmal ganz kleine Achsenwinkel angetroffen worden. Dasselbe gilt auch für das behandelte Gestein vom Onkittunturi. In dem erhaltenen Dünnschliff konnte der Achsenwinkel mangels geeigneter Schnitte nicht bestimmt werden, aber die anderen Eigenschaften sind die folgenden: Das Mineral ist ganz unumgewandelt, die Farbe lichtrötlich, Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.022$, Dispersion der Achse A nicht bemerkbar, aber in der Achse B kräftig. Nach diesen Eigenschaften sollte der Pyroxen den basaltischen Augiten näher stehen als den diopsidischen.

Die Zusammensetzung des Gesteins und die des Pyroxens stehen in solchem Widerspruch, dass die letztere nicht mit dem Diagramm von Sosman und Asklund erklärt werden kann. Es ist also wahrscheinlich, dass ein Pyroxen mit solcher Zusammensetzung aus einem Magma, wie dieses Gestein in der heutigen Zusammensetzung ist, nicht entstehen kann. Es bleiben dann zwei Möglichkeiten: entweder ist der Pyroxen in einem Magma mit anderer Zusammensetzung auskristallisiert und durch Niedersinken in diese Umgebung geraten, oder die Zusammensetzung des Gesteins ist nachträglich verändert worden.

Dafür, dass die entstandenen Pyroxenkristalle im Magma niedergesunken sind, sind oben mehrere Belege angeführt worden. Aber auch eine Veränderung der ursprünglichen Zusammensetzung des Gesteins ist wahrscheinlich, besonders aber hinsichtlich der Al_2O_3 -Menge, dagegen nicht in so hohem Grade in bezug auf den CaO-Gehalt, dass die Entstehung des angegebenen Pyroxens in diesem Gestein wahrscheinlich wäre. Die Übereinstimmung des Gesteins mit dem peridotitischen Typus ist sonst so vollkommen, dass seine Zusammensetzung keine grösseren Veränderungen erlitten zu haben scheint.

Die Pseudomorphosen nach Olivin bestehen aus farblosem Chlorit in feinschuppigem, filzigem Gewebe. Die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.009$ und der Brechungsexponent ca. 1.58. Der optische Charakter ist negativ.

Auch die Zwischenmasse besteht aus ähnlichem Chlorit in grösseren Schuppen, grösstenteils aber mit kräftigerer Lichtbrechung und niedrigerer Doppelbrechung. Er ist oft pleochroitisch mit den Farben blaugrün—rotbraun. Dazu kommen noch Biotit, Magnetit und Magnetkies.

Das Erz tritt in Form von unregelmässigen Körnern oder als Füllmasse zwischen den Chloritschuppen auf. Ausserdem erscheint es als Rissfüllung im Pyroxen und als Adern der Pseudomorphosen. Sowohl das Oxyd- wie das Sulfiderz scheinen ebenso sekundär zu sein.

Als Gesamtmenge des Erzes wurden mit dem Netzmikrometerokular 10.9 % ermittelt, als die des Biotits 1.0 %. Im reflektierten Lichte wurden die Sulfide auf 3.5 % und die gesamte Erzmenge auf 10.5 % bestimmt. Nach der Analyse wird die Magnetkiesmenge auf 3.9 % berechnet. Dem Magnetkies ist etwas Kupferkies beigemischt.

Die durchschnittliche Menge der grossen siebartig durchlöchernten Pyroxenindividuen kann im Dünnschliff nicht so genau bestimmt werden. Seine Menge wurde unter der Voraussetzung, dass seine Zusammensetzung dem Augit von Wiesenthalen, Baden (Iddings 1906 S. 298), entspricht, berechnet. So wurde für das Gestein folgende Mineralzusammensetzung erhalten:

Chlorit	78.27 %
Pyroxen	9.06
Biotit	1.00
Apatit	0.90
Magnetit	6.96
Magnetkies	3.88
	100.00

Unter Abzug der Bestandteile der übrigen Mineralkomponenten und nach Umrechnung der Restsumme in Hundert erhält das Gemenge von Serpentin und Chlorit folgende Zusammensetzung (Tab. VII).

Tab. VII. Berechnete Zusammensetzung des Chloritminerals in dem Pyroxen-Chlorit-Gestein vom Onkitunturi.

SiO ₂	37.34	6192
TiO ₂	0.79	99
Al ₂ O ₃	6.08	595
Fe ₂ O ₃	2.18	136
FeO	9.02	1255
MnO	0.19	27
MgO	33.02	8189
Na ₂ O	0.34	55
H ₂ O	11.04	6128
	100.00	

In verschiedenen Chloritkomponenten ausgedrückt ist die Zusammensetzung des Chlorits unten wiedergegeben.

	I Mol-%	II Mol-%	III Gew.-%
Antigorit (Serpentin) $H_4Mg_3Si_2O_9$	70	69.5	66.1
Amesit $H_4Mg_2Al_2SiO_9$	16	11.5	13.9
Ferroserpentin $H_4Fe_3Si_2O_9$	8	13.2	16.8
Daphnit $H_4Fe_2Al_2SiO_9$	2	2.8	3.2
Cronstedtit $H_4Fe_2Fe_2SiO_9$	4		
	100	100.0	100.0

Bei der Berechnung unter der Annahme, dass auch das Cronstedtit-Molekül mit teilnimmt (Kolumne I), bleibt 0.66 % SiO_2 übrig. Winchell (1926) hat jedoch darauf aufmerksam gemacht, dass die Chlorite im allgemeinen nur die 4 ersten Komponenten enthalten, und Analysen, die sonst mit diesen Formeln nicht übereinstimmen, sich gewöhnlich ihnen anpassen, wenn Fe_2O_3 in FeO umgerechnet wird. Nach dieser Umrechnung stimmt in diesem Falle auch das SiO_2 mit einer Genauigkeit von 0.04 % mit den Formeln überein (Kolumne II und III). Der Mangel an Wasser beträgt jedoch ca. 1 %.

An sich steht das Chloritmineral dem Serpentin nahe und heisst nach Winchell Antigorit. Sowohl die Lichtbrechung als auch die Doppelbrechung sind jedoch grösser als die nach dem Winchellschen Diagramm einer ähnlichen Zusammensetzung entsprechenden Werte. Darum steht wahrscheinlich die Hauptmenge dem Serpentin noch näher (mit einem Gehalt an Ferroserpentin), und die anderen Teile sind bedeutend Al_2O_3 -reichere Chlorite. Eine scharfe Grenze zwischen diesen beiden gibt es jedoch wahrscheinlich nicht.

TALK-CHLORIT-SERPENTINE.

In einigen Gesteinstypen, die sonst den oben handelten Serpentin entsprechen, sind die Serpentinpseudomorphosen von einer dünnen Schale von Talk umgeben, oder es sind sogar die siebartig durchlöchernten Pyroxenindividuen ganz und gar in Talk oder in ein Gemenge aus Talk und Chlorit umgewandelt. Dieser Gesteinstypus kann als verbindendes Zwischenglied zwischen den talkreichen Serpentin und den oben besprochenen Gesteinen betrachtet werden (Fig. 23).

Gewöhnlicher scheinen aber die talkreichen Serpentine von einem anderen Ursprungstypus abgeleitet werden zu können. Das ursprüngliche Gestein hat meist im Gegensatz zu den vorigen idiomorphen Pyroxen enthalten. Im Querschnitte sind in diesem Pyroxen Prisma und Pinakoide, in den Längsschnitten oft auch die Basis gut entwickelt. Zwillingsbildung, sogar polysyndetisch, ist nach

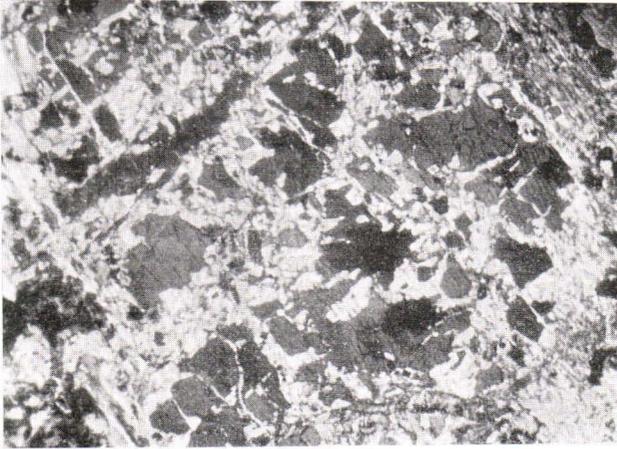


Fig. 23. In Chlorit und Talk umgewandelter Pyroxen.
Basislinie am Nordabhang des Kammikivittunturi.
Nicole +, Vergröss. 21 ×.

(100) gewöhnlich. Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.026$ und Auslöschungsschiefe $c:\gamma = 42^\circ$. Der Pyroxen ist teils farblos, teils schwach grünlich oder bräunlich. Danach dürfte er zu den diopsidischen Augiten gehören.

Um den Pyroxen herum hat sich parallel verwachsener Amphibol gebildet, und der Pyroxen selbst ist zum grossen Teil oder sogar gänzlich in Talk umgewandelt, dessen Schuppen in der Basisfläche des Pyroxens liegen. Die Doppelbrechung des Talks wechselt zwischen den Werten $\gamma - \alpha = 0.044 - 0.059$. Auch in den Fällen, dass der Pyroxen gänzlich umgewandelt ist, ist seine Form oft durch den darauf angewachsenen Amphibol erhalten geblieben. Wo das nicht geschehen ist, können in der Zwischenmasse nur unregelmässige Nester oder fetzige Gruppen von Talk, gelegentlich abwechselnde konzentrische Schalen von Talk und Serpentin beobachtet werden.

Die Zwischenmasse besteht aus schuppigem Serpentin und pleochroitischem Chlorit; die Farben sind lichtgrün und lichtbraun. Höch-

stens deuten einige radialstrahlige Gruppen von größerem Antigorit, die an Pseudomorphosen von Serpentin nach Olivin erinnern, auf die ursprüngliche mineralische Zusammensetzung hin, sonst sind die Spuren ganz und gar verschwunden.

Die in der Zwischenmasse zerstreuten Erzkörner, die frei von Leukoxenbildungen sind und oft deutliche oktaedrische Ausbildung zeigen, sind wohl Magnetit. Ausserdem treten Sulfiderze oft in grossen Mengen auf. Karbonate sind in diesen Gesteinen gewöhnlich.

Diese Gesteine, die in der Grenzzone zwischen den Serpentin und den Gabbros angetroffen sind, haben wohl ursprünglich Zwi-



Fig. 24. In Serpentin und Talk umgewandelte Olivinkörner bei einem kleinen Kiesvorkommen am Kaulanturi. Nicole +, Vergröss. 31 ×.

schenglieder zwischen den Peridotiten und den unten zu beschreibenden Pyroxeniten vertreten. Von den ersteren haben sie sich durch den idiomorphen Pyroxen, von den letzteren durch das Fehlen von Leukoxen unterschieden. Es sind wohl pyroxenreiche Peridotite gewesen.

Aber noch eine Gruppe von Gesteinen hat als Edukte ähnliche talkreiche Serpentine bei der Umwandlung geliefert. Das sind die braune Hornblende enthaltenden Modifikationen. In ihnen hat die Umwandlung der Olivinkörner an ihrer Oberfläche und an den Rissen entlang mit Serpentinbildung begonnen und zuletzt im inneren Teile des Kornes mit Talkbildung abgeschlossen. Zuweilen ist dazwischen größerer, schuppiger Antigorit gebildet. Oft ist jedoch eine Schale aus Talk um die Pseudomorphosen herum entstanden oder

der Pyroxen entweder teilweise oder gänzlich in Talk umgewandelt worden, sodass nur die braune Hornblende und der darauf angewachsene farblose Amphibol erhalten worden sind. In diesem Falle kann die ursprüngliche Struktur ganz und gar verwischt sein. Die besten Schlüsse in dieser Hinsicht können aus dem Auftreten der Erze gezogen werden.

Karbonatminerale sind auch in diesen Modifikationen reichlich verbreitet.

Auf die allgemeine Verbreitung von Kiesmineralien, sowohl Magnetkies als Pyrit und Kupferkies in allen Talkserpentin muss besonderer Nachdruck gelegt werden. Sie scheinen durch Umwandlung des Oxydzeres entstanden zu sein, weil sogar die Erzadern in den Pseudomorphosen (von Serpentin nach Olivin) in Sulfidminerale umgewandelt worden oder in diesen Pseudomorphosen feinverteilte Kiesmineralien entstanden sind. Im Zusammenhang mit den Erzvorkommen ist auch der Olivin in Talk umgewandelt worden (Fig. 24).

PYROXENIT.

Petrographische Beschreibung.

An der Grenze zwischen den beiden Hauptkomponenten der Intrusivkörper, zwischen den Serpentin und den Gabbros, ist immer, wenn diese Grenze aufgeschlossen ist, Pyroxenit angetroffen. Die Menge der feldspatfreien Pyroxenite ist jedoch immer gering so, dass diese Bildung nur als schmale Übergangszone zwischen den genannten Gesteinen aufgefasst werden kann; also eine Bildung, in welcher der Serpentin stark zurückgetreten ist, aber der Feldspat sich noch nicht eingestellt hat. Der Übergang seitens der Serpentine geschieht immer sehr schnell. Dagegen geht der Übergang in den Gabbros oft so allmählich vor sich, dass ein grosser Teil des Gabbros gleichwohl ein feldspathaltiger Pyroxenit genannt werden kann. Das allmähliche Erscheinen von Plagioklas kann jedoch gewöhnlich nicht konstatiert werden, weil die Zwischenmasse zwischen den Pyroxenindividuen oft wahrscheinlich sekundär ist. Darauf, dass sie oft ursprünglich feldspatführend gewesen ist, deuten einige in ihr angetroffene Feldspatreste und das Auftreten von Zoisitmineralien hin.

Auf dem Scheitel des Kaulatunturi ist die Verbreitung der Pyroxenite sowie die der Gabbros von etwas aussergewöhnlicher Art. Dies scheint dadurch verursacht zu sein, dass die Intrusivplatte von

Peridotit—Gabbro hier beinahe horizontal liegt. Sie ist ja eine direkte Fortsetzung der Intrusivplatte des Kotselvaara auf der gegenüberliegenden Seite des Baches Kotseljoki, wo seine horizontale Lage direkt im steilen Abhang wahrnehmbar ist (Fig. 9).

An mehreren Stellen ist ein grober Pyroxenit, bei dem die Pyroxenindividuen eine Länge von 1—4 cm und eine Dicke von 1/2—1 cm erreichen, beobachtet worden. Besonders die kleineren haben oft im Querschnitte idiomorphe Formen mit Prisma und Pinakoiden (100) gewöhnlich am besten entwickelt (Fig. 25). Die Endflächen

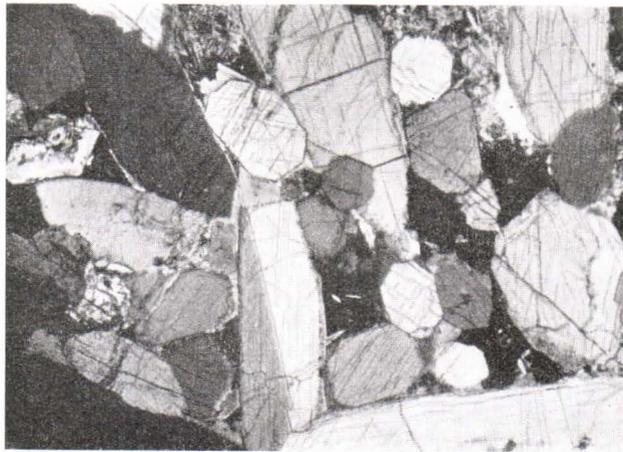


Fig. 25. Pyroxenit von Kotselvaara.
Nicole +, Vergröss. 21 ×.

sind dagegen seltener und dann gewöhnlich nur die Basis. Die Zwillingbildung ist auch nicht gewöhnlich und die Farbe, makroskopisch dunkel graulich, ist in den Dünnschliffen ganz schwach, grünlich grau, selten bräunlich (Schwingungsrichtung β). Die Doppelbrechung variiert bedeutend $\gamma - \alpha = 0.020 - 0.028$. In einem und demselben Korn ist ein Wachsen der Doppelbrechung vom einen Ende zum anderen vom $\gamma - \alpha = 0.021$ bis 0.027 angetroffen worden. Der Auslöschungswinkel ist gross, $c: \gamma = 42^\circ - 45^\circ$, und danach zu schliessen, dass auch in diesen Pyroxenen die Dispersion der optischen Achse B beträchtlich grösser ist als die der Achse A, müssen auch diese zu den diopsidischen Augiten gerechnet werden.

Teilweise in dem Pyroxen eingeschlossen, gewöhnlicher aber zwischen den Pyroxenindividuen treten skelettartige, grösstenteils oder gänzlich in Leukoxen umgewandelte Erzkörner auf. An Oxyd-

erz erscheinen im Leukoxen meist nur dünne Lamellen, die die Lage der rhomboedrischen Spaltflächen des ursprünglichen Ilmenits eingenommen haben. Diese dürften bei der Leukoxenbildung entstanden sein, weil im Ilmenit solche Verwachsung nicht angetroffen ist.

Dieser scharfe Unterschied zwischen den Zusammensetzungen des Erzminerals in den Serpentin und in den Pyroxeniten ist bemerkenswert, denn in den erstgenannten ist nur Magnetit angetroffen worden, wie sowohl aus der oft deutlichen Oktaederform als auch aus dem stetigen Fehlen der Leukoxenbildung hervorgeht, denn ihre Entstehung müsste in Anwesenheit des Pyroxens wohl als möglich betrachtet werden:



Auch brauner Amphibol wird bisweilen beobachtet. Er kommt als idiomorphe Körner in den Pyroxen eingeschlossen vor, oder ist mit ihm in den Randteilen parallel verwachsen. Seine Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.021 - 0.022$, Auslöschungswinkel $c: \gamma = 12^\circ$ und der optische Achsenwinkel $2V\alpha = \text{ca. } 70^\circ$, $\rho < \nu$. Es ist offenbar ein barkeviktischer Amphibol. Bisweilen hat der Amphibol den Pyroxen stark korrodiert. Dann zeigt er schwächere Farbe, stärkere Doppelbrechung, $\gamma - \alpha = 0.024$, und grössere Auslöschungsschiefe $c: \gamma = 17^\circ$. Seine Farbe geht in grünlichbraun bis grün über, und er steht vielleicht der allgemeinen Hornblende nahe.

Die Zwischenräume zwischen den Pyroxenindividuen sind von einer chloritischen Zwischenmasse ausgefüllt. Seine Menge kann oft bedeutend sein. Meistens tritt sie in Form letzter Ausfüllung auf, aber oft wird auch beobachtet, dass sie die Pyroxenindividuen korrodiert hat. Der Chlorit ist lichtgrün oder beinahe farblos, zeigt aber grüne pleochroitische Höfe um einige kleine Einschlüsse herum. Der bei den Serpentin bekannten Pleochroismus: α , lichtbraun, $= \beta = \gamma$, lichtblaugrün, ist im Chlorit dieses Gesteins ganz selten, und wenn er auftritt, ist er nicht mit Biotitresten verbunden. Die Lichtbrechung des Chlorits ist öfters gleich α des farblosen Amphibols und die Doppelbrechung immer schwach; die Interferenzfarbe ist Indigo, selten Grau. Der optische Charakter ist jedoch immer negativ. Der Chlorit ist bald grobschuppig, bald feinverteilt oder radial strahlig. Als Einschlüsse enthält er Leukoxen mit Resten von Erz, nebst Erz ohne Leukoxenbildung, Titanit (selten mit Kristallform) und die erwähnten kleinen dunklen Körner mit pleochroitischen Höfen. Dazu kommen noch oft farblose Amphibolnadeln, Klinoisit, Epidot und Dolomit, bisweilen sogar reichlich.

Einmal wurde im Pyroxenit ein brauner Biotit angetroffen, der in grossen Schuppen oder in Gruppen von fächerförmigen Bildungen auftritt. Seine Farben sind α , braungelb, $< \beta = \gamma$, dunkelbraun, beinahe schwarz.

Sulfiderze kommen manchmal überhaupt nicht, oder nur ganz unbedeutend vor, aber in einigen Fällen erscheinen sie in grossen Mengen. Dann wird das Oxyderz beinahe gänzlich verdrängt, und weil das Sulfiderz auch im Leukoxen eingeschlossen auftritt, muss es durch Umwandlung des Oxyderzes entstanden sein.

Gewöhnlicher als die groben sind die feinkörnigen Pyroxenite. Diese bestehen teils aus schlanken und langen, teils aus kurzen Pyroxenindividuen, die im Querschnitt eine idiomorphe, durch Prisma und Pinakoiden begrenzte Form haben. Die Endflächen sind seltener, oft die positive Hemipyramide, seltener die Basis. Diese Prismen liegen im Gestein richtungslos und so dicht, dass für die chloritische Zwischenmasse nur wenig Platz bleibt. Trotzdem haben diese Individuen einander nicht nennenswert im Wachstum gehemmt, sondern sind nur mit ihren Flächen zusammengewachsen. Es erscheint ganz ausgeschlossen, dass in diesem Falle die Pyroxenindividuen an Ort und Stelle entstanden sind, sondern sie müssen in einem freieren Raum auskristallisiert sein und sich beinahe im fertigen Zustande angehäuft haben.

Im allgemeinen unterscheidet sich der Pyroxen dieser Gesteine nicht von den oben besprochenen. Bisweilen nähern sich seine Eigenschaften denen der Pigeonite. An einem gut orientierten Schnitte wurde $\gamma - \alpha = 0.019 - 0.020$ und $c:\gamma = 41^\circ$ gemessen. Die Farbe ist bräunlich, aber die Dispersion der optischen Achsen ist nicht besonders stark.

In einigen Fällen wird auch in den Pyroxenindividuen dieser Gesteinsart deutlicher Zonarbau angetroffen. Dann hat besonders in der äussersten Zone die Schwingungsrichtung β eine violettbraune Farbe, und die Dispersion der optischen Achse B ist stark $\rho > \nu$. Die Dispersion der Achse A ist dagegen sehr schwach, sogar bisweilen $\rho < \nu$, woraus sich eine beträchtliche Dispersion der Bisektrizes im Sinne $c:\gamma_\rho < c:\gamma_\nu$, also umgekehrt wie beim Diopsid ergibt. Damit ist auch oft eine deutliche Sanduhrstruktur mit stärkerer Doppelbrechung und kleinerem Auslöschungswinkel bei der Endpyramide als bei der Seitenpyramide verbunden. An einem Korne z. B. wurden folgende Messungen ausgeführt:

	Endpyr.	Seitenpyr.
$\gamma - \alpha =$	0.028	0.025
$c:\gamma =$	42°	45°

Dieser Pyroxen muss zu den basaltischen Augiten gerechnet werden.

Die Stärke der Dispersion der Doppelbrechung geht aus folgenden, mittels des Berek-Kompensators ausgeführten Bestimmungen hervor:

Linie	C,	$\gamma - \alpha$	= 0.0238
»	D,	»	= 0.0241
»	F,	»	= 0.0243

Diese Bestimmungen sind mit zwei Fehlerquellen, einem absoluten und einem relativen Fehler, behaftet. Erstens können bei der mikroskopischen Bestimmung der Dicke des Dünnschliffes nach meiner Erfahrung Fehler von bis zu ± 0.006 mm in Frage kommen. Dadurch berechnet sich der absolute Fehler bei diesen Bestimmungen auf ± 0.001 . Da dieser Fehler jedoch in allen Werten gleich gross ist, entsteht der relative Fehler nur aus der Ablesung des Kompensators. Hier ist der Fehler kleiner als eine Noniuseinheit, welche an dieser Stelle einem Unterschied von ± 0.0003 entspricht. Wir kommen also zu dem Schluss, dass die Unterschiede der bestimmten Doppelbrechungen von derselben Grössenordnung sind als der Fehler der Bestimmungen. Die Dispersion der Doppelbrechung beim Pyroxen ist jedenfalls sehr schwach; $N = \text{ca.} +48$ (beim Quarz $N = +33$).

Die Zwischenmasse dieser Gesteine stimmt in der Hauptsache mit derjenigen der oben beschriebenen Abart überein.

Chemische Zusammensetzung des Pyroxens.

Ein Pyroxen, der aus dem Pyroxenit vom Scheitel des Kaulatunturi, Stelle 1440 m P₁ 154 m S, stammt, wurde analysiert. Das Material wurde durch Auslese der reinsten Stücke aus dem groben Pyroxenit mittels Lupe präpariert. Die Analyse wurde von Dr. Lauri Lokka im Laboratorium des Geologen Toimikunta ausgeführt (Tab. VIII).

Tab. VIII. Pyroxen aus grobem Pyroxenit vom Scheitel des Kaulatunturi. G. T. An. Nr. 133. Anal. Lauri Lokka.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl		Mol.- ^o / _o	Gew.- ^o / _o
SiO ₂	48.81	8094	CaSiO ₃	38.3	39.15
TiO ₂	2.22	277	MgSiO ₃	39.6	34.92
Al ₂ O ₃	4.45	435	FeSiO ₃	12.7	14.74
Fe ₂ O ₃	1.15	72	MnSiO ₃	0.3	0.33
FeO	8.51	1184	FeTiO ₃	0.8	1.16
MnO	0.18	25	CaTiSiO ₅	2.4	3.99
MgO	13.85	3435	Al ₂ O ₃	5.0	4.50
CaO	19.80	3530	Fe ₂ O ₃	0.8	1.16
Na ₂ O	Sp.	—	FeS	0.1	0.05
K ₂ O	Sp.	—		100.0	100.00
P ₂ O ₅	0	—			
S	0.03	9			
H ₂ O+	1.23				
H ₂ O—	0.14				
	<hr/>				
	100.37				

Metamorphe Derivate der Pyroxenite.

Die Pyroxenite treten an der Grenze zweier so verschiedenartiger Gesteine, wie sie die Serpentine und die Gabbros darstellen, auf. Diese beiden Gesteine müssen sich sehr verschieden gegen dynamische Beanspruchung verhalten, und dadurch findet wohl der Umstand seine Erklärung, dass in den Pyroxeniten und ihren Übergangsmodifikationen nach Serpentin so oft mechanische und damit verbundene chemische Umwandlungen festgestellt worden sind.

In den typischen Pyroxeniten ist eine rein mechanische Zertrümmerung ohne jede chemische Umwandlung keine seltene Erscheinung. Dieses Zermalmen hat an besonderen Zonen entlang stattgefunden, wo der Pyroxen teils gebogen, teils aber in feine Scherben zersplittert und mit Chlorit zu einer brekzienartigen Mischung zerquetscht worden ist. In diesem Falle werden im Pyroxen parallel zur basischen Spaltung dünne Lamellen wahrgenommen, die symmetrisch in bezug auf die Basis auslöschten. Sie befinden sich also in Zwillingstellung zum Hauptindividuum und müssen als Gleitwillinge aufgefasst werden.

Es zeigt sich auch dabei, dass die Leukoxenbildung im Erze vor der Zertrümmerung des Gesteins stattgefunden hat, weil auch der Leukoxen in Form von scharfen Splittern in die Brekzie eingebettet und von dünnen Rissen durchzogen ist. Teilweise ist er jedoch zu feinkörnigem Titanit umkristallisiert worden.



Fig. 26. In Leukoxen umgewandeltes skelettartiges Titaneisenerz in verwandelten Pyroxen eingeschlossen. Nördlicher Abhang des Kammikivi. Vergröss. 43 \times .

Im allgemeinen bestehen die mit der Quetschung im Zusammenhang stehenden Umwandlungen in der Bildung von farblosem Amphibol und in der Chloritisierung des Pyroxens. In einigen Fällen ist der Pyroxen zerbrochen, aber die Teile sind nicht nennenswert gewendet, sondern löschen gleichzeitig aus und sind mit parallel angewachsenem farblosem Amphibol zusammengekittet. In noch anderen Fällen ist der Pyroxen zum grossen Teil in Chlorit umgewandelt, während die Amphibolbildung unbedeutend geblieben ist.

Die Sulfidminerale werden im allgemeinen mit der sich steigernden Umwandlung immer reichlicher.

GABBROGESTEINE.

Am wenigsten umgewandelte Gabbros.

Die oberste Abteilung der Intrusivplatten besteht grösstenteils aus gabbroiden Gesteinen. Diese sind klein- oder mittelkörnig, bis-

weilen aber sogar ganz grob. Makroskopisch zeigen sie oft eine ausgeprägte ophitische Struktur (Fig. 27) und sind, besonders in der Nähe der oberen Kontakte, infolge der Verwitterung der Kiesminerale rostig.

Unter dem Mikroskop erweist sich die Struktur nicht als ophitisch, sondern gabbroid oder doleritisch, welche Benennung von



Fig. 27. Makroskopische Struktur des Gabbros nordöstlich vom Kotselvaara, $\frac{4}{5}$ der nat. Grösse.

Krokström für diese Struktur vorgeschlagen ist; die Formen des Pyroxens sind in gleichem Grade idiomorph wie die des Feldspats. Dieser Umstand steht wohl wieder mit dem sauren Charakter des Feldspats in genetischem Zusammenhange. Die albitreiche oder albitische Zusammensetzung des Plagioklases, die schon aus seinem frischen Aussehen in der verwitterten Felsoberfläche hervorgeht, ist so allgemein, dass die Fälle, wo ein bedeutender Anorthitgehalt in ihm nachgewiesen ist, als seltene Ausnahmen betrachtet

werden können. Da indessen der Feldspat oft reichlich mit sekundären Bildungen besetzt ist, scheint seine ursprüngliche Zusammensetzung anders, und zwar wahrscheinlich reicher an Anorthitkomponente, gewesen zu sein. Die Albitisierung des Feldspats muss also auf eine spätere Umwandlung zurückgeführt werden. Im folgenden wollen wir von den spärlichen Fällen der wenig umgewandelten Gabbros einige beschreiben.

Etwas umgewandeltes Gestein ist ausserhalb unseres Spezialgebietes an der kleinen Höhe Pilgunjunne 13 km östlich des Kammitunturi von Hausen angetroffen worden. Aber auch hier ist der Plagioklas nicht mehr vollkommen frisch. An den Rissen entlang ist hier grüner, bräunlichgrüner oder brauner Chlorit entstanden. Aus den Randteilen und zu beiden Seiten der Risse ist der Anorthitgehalt ausgelaugt und der Feldspat durch ein braunes Pigment getrübt worden. In den mittleren Teilen ist der Feldspat klar und besitzt wahrscheinlich noch seine ursprüngliche Zusammensetzung.

Der Auslöschungswinkel $\perp \alpha$ ist 18° , $\alpha > n$ des Kanadabalsams. Die Zusammensetzung ist also ca. $Ab_{70} An_{30}$. Die Form des Plagioklases ist dicktafelig. Gegen Pyroxen hat er keine eigenen Formen, und die Chloritbildung hat unter Resorption des Feldspats stattgefunden. In den grösseren Nestern von Chlorit ist der Feldspat jedoch in Form von reinem Albit mit idiomorphen Formen fortgewachsen. Er ist dann jedoch öfters skelettartig; die Lücken sind mit Chlorit ausgefüllt. Die Zwillingsbildung ist nach dem Albit- und Periklingesetz ebenso allgemein.

Der Pyroxen ist nicht idiomorph, tritt aber auch nicht in Form einer Zwischenklemmungsmasse zwischen den Plagioklastafeln auf. Diese beiden Komponenten haben sich gegenseitig in gleichem Grade beim Wachstum gehemmt, so dass sie ungefähr gleichzeitig auskristallisiert sein müssen. Der Feldspat erscheint jedoch als Einschlüsse im Pyroxen, nicht aber umgekehrt. Die Doppelbrechung des Pyroxens ist $\gamma - \alpha = 0.025$, $c: \gamma = 39^\circ$. Die Farbe ist schwach rötlich-braun. Mit dem Pyroxen ist etwas grüner Amphibol verwachsen.

In Plagioklas eingeschlossen tritt Leukoxen, mit Chloritbildungen umgeben, auf. Lamellen von Oxyderz sind hier ebenso wie im Leukoxen der Pyroxenite in drei Richtungen vorhanden, den rhomboedrischen Spaltungsrichtungen des ursprünglichen Ilmenits.

Die letzten Höhlungen zwischen den Feldspatindividuen sind mit Chlorit, Zoisitmineralen und Quarz ausgefüllt.

Der Chlorit ist gelbgrün, grünlichgelb oder braun. Er tritt in fächerförmigen Gruppen oder als feinkörnige Masse auf. Die Doppelbrechung ist relativ stark, negativ, $\gamma - \alpha = 0.015$; auch das Lichtbrechungsvermögen ist stark. Er ist optisch einachsigt.

Die allerletzte Bildung ist Quarz, der reichlich mit kleinen Einschlüssen besetzt ist. Er löscht teils ganz gleichmässig aus, teils ist er aber stark undulierend. Zum Teil ist er auch mit dem Feldspat zu ausgedehnten myrmekitischen Bildungen verwachsen.

Am wenigsten umgewandelt ist ein kleinkörniger Gabbro am Fusse des obersten Steilhanges des Kammikivittunturi. Der Pyroxen ist hier oft idiomorph, der Feldspat aber allotriomorph. Die Mengen der beiden sind gleich gross (Fig. 28).

Im Pyroxen sind die Pinakoiden kräftiger entwickelt als die Prismenflächen. Die Endflächen sind seltener, am häufigsten findet man die Basis. Die Farbe ist schwach und die Zwillingsbildung selten. Bisweilen wird eine deutliche Sanduhrstruktur beobachtet, indem die Endsektoren eine höhere Doppelbrechung, aber einen kleineren

Auslöschungswinkel haben als die Seitensektoren. An einem Zwillingindividuum wurde gemessen: $\gamma - \alpha = 0.023$, c: $\gamma = 43^\circ$.

Der Feldspat hat eine schmale Leistenform, manchmal indessen den Pyroxen zum Teil einschliessend, die Dicke beträgt im Mittel 0.1 mm, die Länge 1 mm. Er ist etwas getrübt, schwach nach dem



Fig. 28. Gabbro vom obersten Steilhang des Kammitunturi. Nicole +, Vergröss. 27 \times .

Albitgesetz verzwillingt. Das Auslöschungsmaximum in Schnitten \perp M ist 17° und $\alpha > n$ des Kanadabalsams, die Zusammensetzung also $Ab_{67}An_{33}$.

Das Erz hat hier nicht die skelettartige Ausbildung wie gewöhnlich, sondern tritt als kleine idiomorphe rhomboedrische Körner auf. Er ist jedoch zum grössten Teil in Leukoxen, an der Oberfläche sogar in Magnetkies umgewandelt. Der Pyrit erscheint als selbständige Körner.

Die letzten kleinen Hohlräume sind mit einem lichtgrünen, stark lichtbrechenden, aber schwach doppelbrechenden Chlorit und danach mit einer anderen Chloritvarietät von kräftigerer Farbe, schwächerer Lichtbrechung und stärkerer Doppelbrechung ausgefüllt (vgl. S 96). In die Umgebung dieser Nester hat sich ein undurchsichtiger Staub abgesetzt.

Chemische Zusammensetzung der Gabbros.

Zur quantitativen chemischen Analyse wurde das oben zuletzt beschriebene feinkörnige, am wenigsten umgewandelte Gestein vom

obersten Abhänge des Kammikivitunguri, Stelle 1 220 m P₂ 190 m S, gewählt (Tab. IX). Im Nigglichen System der Magmentypen erhält dieses Gestein seinen Platz unter den normalgabbroiden und noritischen Magmen. Der Tonerdegehalt ist jedoch ziemlich niedrig, wodurch dem Feldspat ein in den normalen Gabbros ungewöhnlich niedriger Anorthitgehalt zukommt. Dieser ist nach den mikroskopischen Bestimmungen höchstens An₃₃ und die normative Zusammensetzung nach der Analyse An₃₁. Der normative Olivingeht ist ziemlich hoch, aber an der mineralischen Zusammensetzung scheint der Olivin nie teilgenommen zu haben, sondern ist im Chlorit enthalten. Die lichtgrüne Abart des als Chlorit bezeichneten Minerals mit starker Lichtbrechung und ganz niedriger Doppelbrechung könnte vielleicht sonst als Klinozoisit gedeutet werden, aber der normative Anorthit-

Tab. IX. Quantitative Zusammensetzung eines feinkörnigen Gabbros vom Nordabhang des Kammikivi, 1 220 m P₂ 190 m S. G. T. An. Nr. 200. Anal. L. Lokka.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl		Norm	
SiO ₂	47.37	7856	or	8.43	} 46.66
TiO ₂	4.02	502	ab	23.67	
Al ₂ O ₃	11.48	1123	an	14.56	
Fe ₂ O ₃	1.88	118	Σ sal	46.66	
FeO	11.81	1644	wo	0.65	0.65
MnO	0.13	18	di	16.41	} 28.14
MgO	6.49	1610		0.20	
CaO	10.24	1826		11.53	
Na ₂ O	2.79	450	ol	6.02	} 11.46
K ₂ O	1.42	151		0.10	
P ₂ O ₅	0.08	6		5.34	
S	0.23	72	ap	0.20	0.20
H ₂ O+	2.09		mt	2.73	} 10.79
H ₂ O—	0.11		il	7.63	
	<u>100.14</u>		pr	0.43	
			Σ fem	51.24	
—O = S ₂	0.06				
	<u>100.08</u>				
				<u>H₂O</u>	2.20
CIPW-System: III.5.3.4., Camptonos.					100.10

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—21.8	111.2	15.9	26.9+22.8	25.9	8.5	.25	.46

gehalt würde in solchem Falle viel höher erscheinen. Auch der Tonerdegehalt dieser beiden Minerale muss sehr niedrig sein, weil sonst auch daraus eine höhere Anorthitmenge in der Norm resultieren würde. Die Gesellung dieser Minerale mit dem Erz deutet darauf hin, dass ihr Eisengehalt hoch ist. Darum ist es am wahrscheinlichsten, dass die beiden Minerale als verschiedene Modifikationen von Chlorit bezeichnet werden müssen.

Der normative Gehalt an Kalifeldspat ist beträchtlich, doch ist dieses Mineral im Gestein nicht selbständig angetroffen worden und muss im Plagioklas enthalten sein.

U m g e w a n d e l t e G a b b r o g e s t e i n e .

Die nicht umgewandelten Gabbrogesteine treten in so spärlichen Mengen auf, dass unsere nur auf sie gegründete Kenntnis dieser Gesteinsgruppe sehr mangelhaft bleiben muss. Weil die Umwandlung jedoch nur in einer spilitischen Metamorphose, d. h. hauptsächlich in der Auslaugung der Anorthitkomponente aus dem Plagioklas besteht, kann die Untersuchung der umgewandelten Gabbrogesteine allgemeineres Interesse beanspruchen.

Das Verhältnis zwischen Feldspat und Pyroxen wechselt in diesen Gesteinen in weiten Grenzen. Es gibt Gesteine, sogar in grossen Mengen, die feldspathaltige Pyroxenite genannt werden könnten. Diese Gesteine leiten zu den Pyroxeniten über und bestehen zum grössten Teil aus beinahe idiomorphem Pyroxen. Die spärlichen Zwischenräume zwischen den Pyroxenkristallen sind mit Feldspat, Epidot, Zoisit und Chlorit ausgefüllt (Fig. 29).

Am anderen Ende der Reihe finden wir Gesteine, die als diopsidchlorit- oder nur chlorithaltige Albitgesteine zu bezeichnen sind. Solche Modifikationen enthalten zwischen den dicktafeligen Feldspatindividuen eine reichere oder spärlichere Zwischenmasse von Chlorit und etwa ein zerfetztes Pyroxenindividuum. Diese Gesteine werden ausserdem oft von einem intensiv gelbbraunen Biotit in den Rissen des Feldspats durchwachsen.

Die eigentliche ophitische Struktur mit Pyroxen und Erz als deutlicher Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspatleisten ist auch in diesen Gesteinen unbekannt bei allen Feldspat—Pyroxen-Verhältnissen. Der Pyroxen und auch das Erz sind bisweilen von einer ebenen Fläche des Feldspats begrenzt, jedoch ist das Erz auch oft in Feldspat eingeschlossen, und dieser ist häufig beim Weiterwachsen von Pyroxen begrenzt worden.

Der Chlorit erscheint in diesen Gesteinen sowie in den weniger umgewandelten Gabbros sowohl als Zwischenmasse als auch in die randlichen Teile des Feldspats eingewachsen oder in Pyroxen eingedrungen.

Der Pyroxen ist beinahe farblos, aber sonst in bezug auf die optischen Eigenschaften denen in denen Pyroxeniten und Gabbros ähnlich.



Fig. 29. Gabbro-Pyroxenit 600 m NE des Kotselvaara.
Vergröss. 6 ×.

Eine ähnliche Sanduhrstruktur wird auch hier oft beobachtet. Die Doppelbrechung ist schwach und die Dispersion der optischen Achse B sehr stark, stärker jedenfalls als bei der A-Achse, bei beiden aber in demselben Sinne $\varrho > \nu$. Die Dispersion der positiven Bisektrix hat dann den Sinn $c: \gamma_{\varrho} < c: \gamma_{\nu}$, was auch direkt beobachtet worden ist. Sie ist also der Dispersion beim Diopsid entgegengesetzt.

Die Dispersion der Doppelbrechung wurde ausserdem mit dem Berek-Kompensator bestimmt:

C	$\gamma - \alpha = 0.0230$
D	» = 0.0229
F	» = 0.0231

Die Unterschiede in den erhaltenen Werten bleiben also innerhalb der Fehlergrenzen der Bestimmungen (siehe S. 81). Es lässt sich nur sagen, dass die Dispersion der Doppelbrechung sehr niedrig ist. Der Auslöschungswinkel ist gross, $c: \gamma = 41^\circ$. Dieser Pyroxen gehört wahrscheinlich zum diopsidischen Augit.

Der Feldspat ist hier im allgemeinen klarer als in den weniger umgewandelten Gabbros. Winzige, stark lichtbrechende Einschlüsse sind bisweilen in reichlicher Menge vorhanden; Glimmerbildung ist dagegen nicht beobachtet worden. In den gröbereren Abarten hat die Zwillingsbildung sowohl nach dem Albit- als auch nach dem Periklin-Gesetz stattgefunden. In einigen feinkörnigen Grenzmodifikationen, wie an der Basis beim Pfahl 1 000 m P₂, in einem Gestein mit beinahe trachtyoidischer Struktur, ist der Feldspat nur aus zwei Hälften,



Fig. 30. Spilitisch verwandelter Gabbro vom Nordabhang des W-Ortoaivi. Vergröss. 8 ×.

wie in einigen spilitischen Diabasen, verzwillingt. Der Brechungsindex γ ist immer dem n des Kanadabalsams gleich. Das Auslöschungsmaximum in den symmetrischen Schnitten wechselt zwischen 16° — 18° . Der Feldspat besteht also aus beinahe reinem Albit.

Erz und Leukoxen gleichen denen der weniger umgewandelten Gabbros.

Die chloritische Zwischenmasse ist schwach grünlich und schwach doppelbrechend.

Der Kalkspat tritt in diesen Gesteinen manchmal in bedeutenden Mengen auf.

Bisweilen sind die spilitischen Gabbros sehr weitgehend zermalmt worden, z. B. im hufeisenförmigen Massiv am westlichen Ende des Läntinen Ortoaivi, ohne dass in ihnen irgendwelche grösseren chemischen Umsetzungen stattgefunden hätten. Häufiger sind aber die Deformationen von chemischen Prozessen, Umwandlung des Py-

roxens, bisweilen auch des Feldspats in Chlorit, begleitet gewesen. Am nördlichen Rande der den ganzen Scheitel des Kaulatunturi bedeckenden Serpentin—Pyroxenit-Scholle liegt die Gabbro—Pyroxenit-teilung unter dem Serpentin. Hier haben wir einen stark verschie-Ab-ferten Gabbro, der teilweise feldspatreich ist. Der Feldspat ist stark gebogen und z. T. zertrümmert. In die Risse ist Chlorit eingewandert, aber der Feldspat ist nicht nennenswert umgewandelt worden. Da-gegen ist der Pyroxen oft auf geringe fetzige Reste chloritisiert worden.

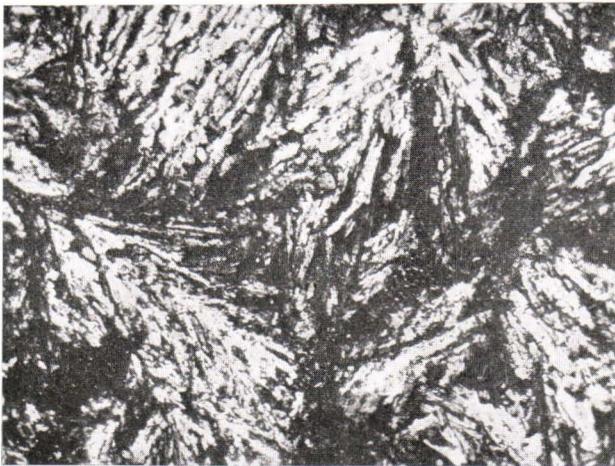


Fig. 31. Partie desselben Gabbros wie in Fig. 30 in stärkerer Vergrößerung, 42 ×.

In einer anderen Verschieferungszone in der Mitte vom N-Hang des Kammikivitunturi ist die Gabbro-Abteilung der mittleren Intrusiv-zone im Verhältnis zu dem darunter liegenden Serpentin nach Osten zu bewegt worden. Hier ist der Pyroxen in farblosen Amphibol und Chlorit umgewandelt worden. Zugleich ist auch der Feldspat so stark zersetzt worden, dass von ihm nur fetzige Reste zu beob-achten sind. Oft sind dann reichliche Mengen von Karbonat, Quarz, oft auch Magnetkies im Gestein entstanden.

Geschieferter Gabbro.

Als geschieferter Gabbro muss ein völlig schieferähnliches Gestein in einer Schieferungszone mitten in der Intrusivmasse am nördlichen Abhänge des Kammikivitunturi, 1 330 m östlich des O-Punktes und 80 m nördlich der Basislinie, aufgefasst werden.

Makroskopisch entbehrt das Gestein jeglicher Andeutung zur Schichtung, aber unter dem Mikroskop werden einige Streifen mit größerem Korn sichtbar. Die Textur ist flaserig mit etwas undeutlichen lentikularen Aggregaten von feinkörnigem Feldspat und Chlorit mit dazwischen liegenden Streifen von größeren Chloritschuppen, Erz und rundlichen Aggregaten von Leukoxen. Hie und da treten auch größere Körner von Feldspat auf, bisweilen auch mit Zwillingbildung, aber ohne Kristallbegrenzung. Die größeren Streifen sind ähnlich zusammengesetzt, enthalten aber Erz in grösserer Menge.

Gemäss der Analyse (Tab. X) soll 26.6 % der Feldspatmasse Kalifeldspat sein. Der Hauptteil des Feldspates ist indessen so feinkörnig, dass seine Analyse unter dem Mikroskop nicht ausführbar ist. Die größeren Körner sind jedenfalls Albit. Es ist wahrscheinlich, dass aller Kalifeldspat im Albit enthalten ist ($\text{Or}_{27}\text{Ab}_{73}$).

Der Chlorit hat nach der Berechnung folgende Zusammensetzung:

SiO_2	25.97
TiO_2	0.78
Al_2O_3	21.28
Fe_2O_3	0.11
FeO	26.92
MnO	0.16
MgO	13.54
H_2O	11.24
	100.00

Er ist also ein Prochlorit.

Das Auftreten kleiner Mengen von Quarz ist bei der mikroskopischen Untersuchung nachgewiesen worden.

Tab. X. Quantitative Zusammensetzung eines geschieferten Gabbros vom Nordabhang des Kammikivunturi, 1 330 m P₂ 80 m N. G. T. An. Nr. 369. Anal. H. Lönnroth.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl	Mineralbestand	
SiO ₂	46.85	7769	Quarz	2.63
TiO ₂	2.40	300	Kalifeldspat	12.95
Al ₂ O ₃	17.19	1682	Albit	35.82
Fe ₂ O ₃	0.04	2	Chlorit	36.93
FeO	14.94	2079	Leukoxen	5.19
MnO	0.06	8	Magnetkies	6.12
MgO	5.00	1240	H ₂ O—	0.13
CaO	1.48	264		99.77
Na ₂ O	4.22	681		
K ₂ O	2.19	232		
P ₂ O ₅	Sp.	—		
S	2.23	696		
H ₂ O+	4.15			
H ₂ O—	0.13			
	<hr/>			
	100.88			
—O = S	1.11			
	<hr/>			
	99.77			

GABBRO-DIORITE.

B e s c h r e i b u n g.

Der grösste Teil der Gabbros umfasst feinkörnige Gesteine, zum geringeren Teil jedoch auch gröbere Bildungen. Der grösste Teil der letzteren enthält Kalifeldspat in so bedeutenden Mengen, dass er eine von den Gabbros bedeutend abweichende Zusammensetzung hat. Weil diese Gesteine in theoretischer Hinsicht sehr interessante Bildungen sind, werden sie hier gesondert beschrieben.

Im Gebiet Kammikivunturi ist ein feldspatreiches gabbroides Gestein mit anorthithaltigem Plagioklas ca. 500 m südöstlich des Lagerplatzes angetroffen worden. Der Feldspat ist jedoch nicht nur nach den Rissen angegriffen sondern durchaus kräftiger umgewandelt worden. Er ist besonders in den mittleren Teilen mit Umwandlungsprodukten ausgefüllt. Diese sind glimmerartig und treten in fächerförmigen Gebilden auf. Ihre Lichtbrechung entspricht der des Muskovits. Kleine, in Reihen angeordnete Einschlüsse gehören wohl

zu den Zoisitmineralien. Aus den Auslöschungsschiefen in Schnitten \perp PM und aus dem Lichtbrechungsvermögen zu schliessen wechselt die Zusammensetzung der mittleren Teile des Feldspats zwischen An_{12} und An_{34} ; an den Rändern und bisweilen sogar als grössere Individuen kommt auch reiner Albit vor. In der Zwillingbildung ist neben dem Albitgesetz das Periklingesetz allgemein.

In diesem Gestein tritt auch der Kalifeldspat selbständig auf, jedoch nicht in Form von selbständigen Individuen, sondern als eine Umrandung um den Plagioklas. Die Grenze zwischen Plagioklas

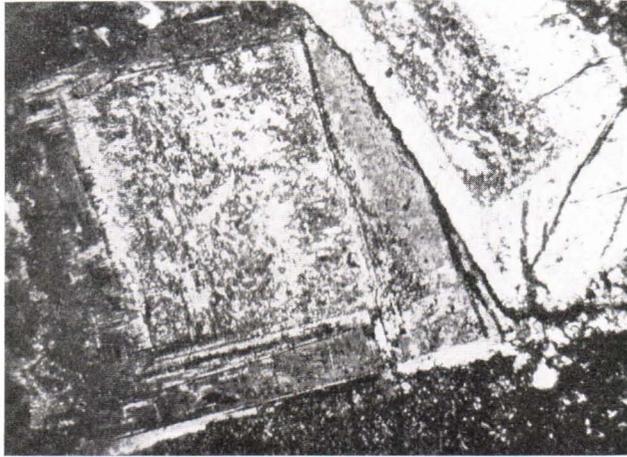


Fig. 32. Umrandung von Kalifeldspat um den Plagioklas im Gabbro-Diorit am Nordabhang des W-Ortoaivi. Vergröss. 41 \times .

und Kalifeldspat ist unregelmässig, überquert die Zwillinglamellen und dringt als Einbuchtungen in den Plagioklas ein, so dass die Vorstellung entsteht, der Kalifeldspat habe sich in den Plagioklas eingefressen. Diese Vorstellung wird durch die mit dem Hauptindividuum gleichzeitig auslöschenden Reste von Plagioklas im Kalifeldspat verstärkt. Damit in Einklang steht auch die Erscheinung, dass bisweilen die Grenze durch einen Streifen von Chlorit markiert ist.

Diese Umrandung von Kalifeldspat um den Plagioklas erscheint besonders in der Nähe der unten zu beschreibenden Nester von Chlorit (Fig. 32).

Werden die bisweilen auftretenden Überreste von Plagioklas im Kalifeldspat ausser acht gelassen, so ist der Kalifeldspat immer homogen. Perthitische Streifung und Zwillingbildung hat in ihm nicht

mit Sicherheit nachgewiesen werden können. Er besteht aus einfachem Mikroclin.

Der Pyroxen tritt in derselben Weise wie in den vorigen Gesteinen auf. In einigen Fällen ist er von ebenen Flächen des Feldspats begrenzt, aber in den anderen begrenzt er selbst den Feldspat in gleicher Weise. Er ist also zum grossen Teil gleichzeitig mit dem Feldspat auskristallisiert worden. Die Farbe des Pyroxens ist schwach rotbraun, seltener grünlich, $\gamma-\alpha = \text{ca. } 0.024$. Besonders im Zusammenhang mit Erzeinschlüssen schliesst sich etwas brauner Amphibol an.



Fig. 33. Verwachsung von Albit und Chlorit im Gabbro-Diorit am N-Abhang des W-Ortoaivi. Vergröss. 44 \times .

Das halb in Leukoxen umgewandelte skelettartige Erz ist öfters in Pyroxen, seltener in Feldspat eingeschlossen. Öfters im Feldspat liegen dagegen die unregelmässig geformten Magnetkieskörner.

In alle anderen Bestandteile eingeschlossen liegen die langen Apatitnadeln.

Als Zwischenmasse zwischen den Feldspatindividuen und, zum Teil den Feldspat verzehrend, in ihn eingedrungen, kommt eine grüne Chloritmasse mit Epidot und Zoisit vor. Zuerst ist der Epidot ausgebildet, der bisweilen in die albitischen Randpartien des Feldspats eintaucht. In bezug auf seine optischen Eigenschaften wechselt er stark. Der innerste Kern ist violettbraun, bisweilen scharf begrenzt und schwach doppelbrechend, wahrscheinlich Orthit. Darauf folgt ein gelber, kräftig doppelbrechender Pistazit, bald in Kristallform, bald als radialstrahliges Aggregat. Zuäusserst schliesst sich noch ein

farbloser, schwach doppelbrechender Klinozoisit an. Solche Gruppen sind im Chlorit von pleochroitischen Höfen umgeben.

Danach sind die radialstrahligen Gruppen von Zoisit, bald auf dem Feldspat sitzend, bald frei schwebend im Chlorit, entstanden. Seine optischen Eigenschaften sind infolge einer ausserordentlich starken Dispersion der optischen Achsen etwas eigentümlich. Im roten Licht zeigt das Mineral einen kleinen, positiven Achsenwinkel in der Längsrichtung der Individuen ($\alpha_0=c$), aber im blauen Lichte liegt die Achsenebene in der Querrichtung ($\alpha_0=b$), und der Achsenwinkel beträgt bis zu $60^\circ-70^\circ$. Es ist also nach Termier α -Zoisit für rotes und β -Zoisit für blaues Licht. Daraus folgt, dass in einem Schnitte $\perp \gamma_{0v}$ eine abnormale blaue oder blaugrüne, im Schnitte $\perp \beta_0$ ($=\alpha_v$) wieder eine lichtbraune Interferenzfarbe hervortritt. Völlige Auslöschung geschieht nur in den parallel zu den Achsenebenen geführten Schnitten während in anderen nur ein Farbenwechsel beobachtet wird.

Nach dem Zoisit hat sich noch ein lichtgrüner Chlorit ausgebildet. Er erscheint in sphärolithischen Gebilden und weist eine starke Lichtbrechung und eine Doppelbrechung $\gamma-\alpha=0.008$ auf. Der optische Charakter ist negativ. An einigen Stellen ist der Chlorit braun, tritt als grössere Individuen auf und hat eine höhere Doppelbrechung — vielleicht umgewandelter Biotit. Kleine Einschlüsse sind dann von pleochroitischen Höfen umgeben.

Die allerletzten Höhlungen werden von einem grünen Chloritmineral eingenommen. Dieses tritt teils in grossen, fächerförmigen Gebilden, teils feinkörnig auf. Die Farbe ist kräftiger als beim vorigen, aber die Lichtbrechung beträchtlich niedriger. Die Doppelbrechung ist ungewöhnlich hoch, $\gamma-\alpha=0.023$, der optische Charakter negativ. Ein Mineral mit diesen Eigenschaften wird wohl gewöhnlich als Antigorit bezeichnet, weil wir aber diese Benennung nach Winchel in einer anderen Bedeutung angewandt haben, muss es zu den Chloriten gezählt werden.

In einem anderen, von derselben Stelle stammenden Handstück ist jedoch der Feldspat gänzlich in Albit umgewandelt worden. Dieser ist klarer als im vorhergehenden Fall, er enthält zwar in reichlichen Mengen winzige, stark doppelbrechende Einschlüsse, aber Glimmerbildungen fehlen beinahe gänzlich.

Der Pyroxen ist hier ebensowenig umgewandelt wie in der vorigen Probe, so auch das Erz.

Als letzte Bildungen neben dem Chlorit findet man auch hier Epidot, Klinozoisit und Zoisit. Der letztgenannte tritt hier nicht in Form von radialstrahligen Gruppen auf, sondern als filzige, aus

kleinen Nadelchen zusammengesetzte Masse. Epidot und Klinozoisit sind in zerstreuten prismatischen Kristallen ausgebildet. Der violettbraune Orthit erscheint in der Chloritmasse gesondert, von einem pleochroitischen Hof umgeben, bisweilen ebenso der gelbe Epidot. Der Chlorit ist stärker doppelbrechend und hat eine kräftigere Farbe als im vorhergehenden Fall, aber die andere, stark doppelbrechende Varietät fehlt hier.

Besondere Beachtung verdient das Auftreten von Biotit namentlich in diesen Gesteinen. Er hat den Charakter sekundärer Bildungen in den Rissen des Feldspats und auch des Pyroxens, von welchen er in diese hineinstrahlt. In derselben Weise ist er auch an den Rändern der Chlorit-Nester entstanden und daraus in diese hineingewachsen, so dass es den Anschein hat, als ob er die erste Bildung dieser Nester darstelle. Seine Ausbildung ist sehr verschiedenartig. Öfters ist er so fein verteilt, dass er schwer bestimmbar ist. Nur selten erscheint er in so grossen Schuppen oder büschelförmigen Gruppen, dass er leicht zu erkennen ist. Seine Farbe ist oft grün und geht in grünlichbraun über. Seltener hat er die braune Farbe des gewöhnlichen Biotits. Häufiger ist eine rötlichbraune Farbe; α , gelb bis orange, $< \beta = \gamma$, dunkelrötlich-braun. Sonst sind die optischen Eigenschaften die des Biotits.

Weil der Biotit am häufigsten in diesen kalifeldspathaltigen Gesteinen auftritt, deutet er auf die Bildung einer kalireichen Restlösung. Diese ist aber auch in andere Gesteine hineingewandert, weil derartige Bildungen bisweilen auch in den Pyroxeniten und Gabbros, ja selbst in den mittelkörnigen Diabasen vorkommen. In den unten zu beschreibenden Quarzdioriten sind sie auch häufig.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER GABBRO-DIORITE.

Zur chemischen Analyse wurde das oben beschriebene Gestein 220 m nördlich der Basislinie 2 230 m östlich vom O-Punkte am Kotselvaara, 500 m südöstlich des Lagerplatzes Kammikivi gewählt. Die quantitative Analyse wurde im Laboratorium der Geologinnen Toimikunta von Herrn Harald Lönnroth ausgeführt und ist in Tab. XI wiedergegeben.

Zur normativen Zusammensetzung gehört zwar 2.19 % Olivin, aber nach der Nigglichschen Klassifikation steht das Gestein zwischen gabbrodioritischen und normaldioritischen Gesteinen.

Tab. XI. Quantitative Zusammensetzung eines Gabbro-Diorits vom Nordabhang des W-Ortoaivi, 2 230 m P₂ 220 m N. G. T. An. Nr. 364. Anal. Harald Lönnroth.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl		Norm	
SiO ₂	51.87	8602	or	19.54	} 64.19
TiO ₂	2.50	312	ab	32.30	
Al ₂ O ₃	14.38	1407	an	12.35	
Fe ₂ O ₃	2.24	140	Σ sal	64.19	
FeO	9.33	1298	di	5.30	} 14.74
MnO	0.17	24		0.27	
MgO	2.26	560		9.17	
CaO	6.93	1235	hy	2.21	} 6.73
Na ₂ O	3.81	614		0.12	
K ₂ O	3.30	350		4.40	
P ₂ O	0.11	8	ol	0.68	} 2.19
H ₂ O+	1.93			0.04	
H ₂ O—	0.26			1.47	
CO ₂	0.62	141	mt	3.24	} 7.98
	99.71		il	4.74	
			ap	0.26	
			cc	1.41	} 1.67
CIPW-System: II.5.2.4—5., Akeros.			Σ fem	33.31	
			H ₂ O	2.19	
				99.69	

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—15.8	151	24.4	27.8+9.7	21.4	16.7	.36	.26

Sowohl die si- als auch die fm-Zahl haben Werte, die denen der dioritischen Gesteine näher als denen der gabbrodioritischen Gesteine stehen, aber die al-Zahl kommt der der letzteren näher. In der Tat sind die am nächsten stehenden Gesteine einige Kersantite, Monzonite und Diorite, wie die folgenden Analysen aus der Washingtonschen Sammlung zeigen:

	1	2	3
SiO ₂	51.87	52.12	53.59
TiO ₂	2.50	1.75	
Al ₂ O ₃	14.38	14.70	15.09
Fe ₂ O ₃	2.24	6.16	1.57
FeO	9.33	6.08	7.47
MnO	0.17		

	1	2	3
MgO	2.26	4.68	4.66
CaO	6.93	6.78	7.26
Na ₂ O	3.81	4.67	2.86
K ₂ O	3.30	1.47	3.43
P ₂ O ₅	0.11	0.09	1.20
H ₂ O+	1.93	1.47	2.70
H ₂ O—	0.26	0.11	
CO ₂	0.62		S = 0.28
	99.71	100.08	100.34

1. Gabbro-Diorit, Ortoaivi.
2. Diorit, Graubünden, Schweiz, Washington S. 458 Nr. 89.
3. Kersantit, Netenthal, Tirol, » » 474 » 47.

Besondere Beachtung verdient der in diesem Gestein unerwartet hohe K₂O-Gehalt, wodurch die Menge des normativen Kalifeldspats bis auf 19.54 % steigt, während sie im analysierten Gabbrogestein 8.43 % beträgt. Die oben beschriebene Beziehung zwischen Plagioklas und Kalifeldspat, die auf ein Reaktionsverhältnis zwischen diesen Mineralen hindeutet, wie von Bowen hervorgehoben, ist bisher öfters für Gesteine, in denen anorthitreicher Plagioklas, bis zum Labradorit, mit dem Kalifeldspat zusammentrifft, seltener aber zusammen mit andesitischem Plagioklas, angeführt worden. Wir werden weiter unten noch auf diesen Sachverhalt zurückkommen.

QUARZDIORIT.

B e s c h r e i b u n g.

Mit der Benennung Quarzdiorit sind hier die den Gabbros sich anschliessenden pyroxenfreien Gesteine gemeint. Sie bestehen hauptsächlich aus Feldspat, daneben aus untergeordneten Mengen von Chlorit, Biotit, Klinozoisit und Erzen.

Ein solches Gestein ist auf dem Scheitel des Kaulatunturi, 80 m nördlich der Basis 1540 m P₁ angetroffen worden. Das Gestein ist dunkelgrau, mittel- bis feinkörnig; makroskopisch sind in ihm heller, dicktafeliger Feldspat und eine dunkle Zwischenmasse zu erkennen (Fig. 34).

Der Feldspat ist durch Neubildungen etwas getrübt, der maximale Auslöschungswinkel in den Schnitten — M beträgt 16.5°, $\gamma = n$ des Kanadabalsams. Die Zusammensetzung ist sodann beinahe reiner Albit. Ein schmaler Rand besteht jedoch oft aus ungetrübttem Albit.

Der Kalifeldspat findet sich auch in diesem Gestein, in derselben Weise wie im vorhergehenden, ganz allgemein den Albit umrandend, indessen nicht in solcher Breite wie dort. In der Nähe der Anhäufungen von Chlorit wächst seine Breite ständig. Er ist homogen, ohne Perthitschnüre und Zwillingsbildung; einfacher Mikroklin.

Der Feldspat ist oft gebogen und zerbrochen; in den Rissen sowie in den Zwischenräumen ist dann ein feinschuppiger, bräunlich grüner Biotit entstanden. Die mittleren Teile grösserer Hohlräume werden jedoch von grünem Chlorit oder bisweilen von Klinozoisit eingenommen.

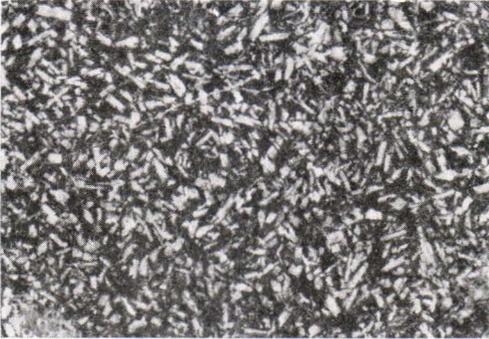


Fig. 34. Quarzdiorit am Kaulatunturi in natürlicher Grösse.

Das Erz besteht zum Teil aus Oxyderz, zum Teil aus Sulfiden. Das Oxyderz ist teils als Lamellen, teils als Körner in Leukoxen eingeschlossen, zum Teil aber frei von diesem. Es ist ein primärer Bestandteil gewesen. Da-

gegen ist das Sulfiderz später in alle übrigen Bestandteile eingedrungen. Er besteht zum grössten Teil aus Magnetkies; bisweilen ist er randlich in Pyrit umgewandelt. Kupferkies ist selten.

Die bei der vorhergehenden Gesteinsgruppe beschriebenen Bildungen von Biotit erscheinen auch hier häufig.

Chemische Zusammensetzung des Quarzdiorites.

Über den Quarzdiorit wurden zwei quantitative chemische Analysen im Laboratorium der Geologinnen Toimikunta, die eine von Dr. L. Lokka, die andere von Herrn Harald Lönnroth, ausgeführt. Die Proben stammen aus einem Felsen 80 m nördlich der Basislinie und 1 540 m westlich des O-Punktes am Kotselvaara. Die beiden Analysen sind beinahe identisch, und nach ihnen steht das Gestein zwischen den quarzdioritischen und den plagioklasgranitischen Magmen. Nach den si-, al- und fm-Zahlen stimmt es mit den ersteren überein, aber die c- und alk-Zahlen unterscheiden sich durchaus von denen der von Niggli als Quarzdiorite bezeichneten Gesteine. Die erstere der letztgenannten Zahlen ist viel niedriger, die letztere wiederum viel

höher als die entsprechenden Zahlen bei den Quarzdioriten. Weil es keine besseren Übereinstimmungen mit irgendeinem anderen Gesteinstypus gibt, nimmt Verf. an, dass dieses Gestein im Magmazustande eine bessere Übereinstimmung mit Quarzdiorit gezeigt haben könne, später aber eine spilitische Umwandlung erlitten habe, wie die später zu beschreibenden doleritischen Diabase. Dadurch ist der CaO-Gehalt ausgelaugt worden, während der Na₂O-Gehalt zugenommen hat.

Tab. XII. Quantitative Zusammensetzung des Quarzdiorits vom Scheitel des Kaulatunturi, 1 540 m P₁ 80 m N. G. T. An. Nr. 201. Anal. L. Lokka.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl	Norm	
SiO ₂	56.89	9434 or	19.15	} 77.70
TiO ₂	1.39	173 ab	48.18	
Al ₂ O ₃	16.88	1652 an	10.37	
Fe ₂ O ₃	0.62	39 c	0.21	0.21
FeO	9.07	1262	Σ sal	77.91
MnO	0.16	23 hy	2.10	} 13.22
MgO	0.98	243	0.26	
CaO	2.20	392	10.86	} 1.63
Na ₂ O	5.68	916 ol	0.24	
K ₂ O	3.23	343	0.04	} 0.20
P ₂ O ₅	0.09	6	1.35	
S	0.61	190 ap	0.20	} 4.67
H ₂ O+	2.39	mt	0.90	
H ₂ O—	0.07	il	2.63	} 19.72
		pr	1.14	
	<u>100.26</u>		Σ fem	19.72
—O = S ₂	<u>0.15</u>			H ₂ O = 2.46
	<u>100.11</u>			<u>100.09</u>

CIPW-System: II.5.2.4., Akeros.

Nach Nigli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—8.7	193.7	33.6	27.8+5.0	8.0	25.6	0.27	0.15

Tab. XIII. Quantitative Zusammensetzung des Quarzdiorits vom Scheitel des Kaulatunturi, 1 540 m P₁ 80 m N. G. T. An. Nr. 366. Anal. H. Lönnroth.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl		Norm	
SiO ₂	56.40	9353	q	0.87	0.87
TiO ₂	1.15	144	or	18.98	75.83
Al ₂ O ₃	16.30	1595	ab	46.50	
Fe ₂ O ₃	1.40	88	an	10.35	
FeO	9.36	1303	Σ sal	76.70	
MnO	0.20	28	di	0.15	0.82
MgO	0.90	223		0.02	
CaO	2.27	405		0.65	
Na ₂ O	5.48	884	hy	2.17	13.25
K ₂ O	3.20	340		0.35	
P ₂ O ₅	Sp			10.73	
S	1.49	465	mt	2.04	7.03
H ₂ O+	1.54		il	2.19	
H ₂ O—	0.58		py	2.80	
	100.25		Σ fem	21.10	
—O = S ₂	0.37				H ₂ O 2.12
	99.88				99.92

CIPW-System: II.5.2.4., Akeros.

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—10.6	188.2	32.2	30.4+4.5	8.2	24.7	.28	.13

BASISCHE EFFUSIVGESTEINE.

FEINKÖRNIGER QUARZDIABAS.

Beschreibung.

Die höchsten Gipfel der Fjelde Kammikivitunguri, Läntinen Ortoaivi und Itäinen Ortoaivi sowie die südlich davon gelegene weite Gebirgsgegend sind aus aufeinander liegenden, 40°—50° gegen Süden fallenden Schollen aufgebaut. Diese Schollen haben im grossen eine einheitliche Zusammensetzung, sie bestehen alle aus feinkörnigen bis dichten Diabasen. Darum ist diesem Gebiet oben die Beneennung Zentrale Diabasscholle beigelegt worden.

Bei eingehender Untersuchung können jedoch zahlreiche kleinere Variationen unterschieden werden. So geht der feinkörnige Diabas bisweilen in eine mittelkörnige Abart über. In dieser können wieder die dunklen Bestandteile überhandnehmen. Andererseits kann der dichte Diabas in tuffitische Bildungen übergehen, die eine deutlich agglomeratische oder aber eine Kissenstruktur aufweisen können. Solche sind vorwiegend südlich des Berges Housutunturi an manchen Stellen beobachtet worden.

Bisweilen ist wiederum der Diabas von einem wenige Meter mächtigen Phyllitstreifen durchzogen. Diese klingen aber nach ein paar hundert Metern aus.

Quantitativ sind jedoch diese Abweichungen ganz unbedeutend, und überhaupt kann dieses weite Gebiet von wenigstens 350 km² als ein sehr einförmiges Diabasgebiet bezeichnet werden. Alle diese verschiedenen Modifikationen mögen, wie aus der folgenden Beschreibung hervorgehen dürfte, als effusive Bildungen betrachtet werden. Intrusive Gesteine scheinen in diesem ganzen Gebiete sehr geringe Bedeutung zu haben.

Ein nur wenig umgewandelter feinkörniger Quarzdiabas ist am nördlichen Abhang des Läntinen Ortoaivi, nahe dem Scheitel angetroffen worden.

Seine Struktur ist die typisch ophitische. Die Feldspatleisten messen ca. 0.01 mm in der Dicke und ca. 0.15 mm in der Länge. Der Pyroxen erscheint in Form von 0.1—0.3 mm im Querschnitt messenden, rundlichen Individuen, in welche die Feldspatleisten teilweise ein tauchen. Als primäre Bestandteile kommt dazu noch Quarz vor, und als sekundäre Bildungen sind Leukoxen, Klinozoisit und Sulfidminerale vorhanden.

Der Feldspat ist zum grössten Teil ganz unumgewandelt und klar. Er ist öfters nur aus zwei Teilen verzwillingt, seltener finden sich ein paar dünne Lamellen dazwischen. Sein Brechungsvermögen ist hoch, und die maximale Auslöschung in den symmetrischen Schnitten ist in der Mitte 39° und am Rande 25°, wonach seine Zusammensetzung $Ab_{30}An_{70}$ in der Mitte und $Ab_{54}An_{46}$ am Rande ist.

Die Pyroxenindividuen haben oft eine fächerförmige Struktur so dass die Auslöschung beim Drehen des Objektisches wandert. Bisweilen ist auch eine schwache Sanduhrstruktur beobachtet worden. In den Endpyramiden ist der Auslöschungswinkel $c:\gamma = 37^\circ$, in den Seitenpyramiden um $\frac{1}{2}^\circ$ grösser. Die Doppelbrechung ist schwach, $\gamma - \alpha = 0.019$. Der Achsenwinkel ist ca. 60°, die Dispersion der A-Achse ist gleich gross oder grösser als die der B-Achse. Die Dispersion der Doppelbrechung ist beinahe dieselbe wie beim Quarz (Quarzkeil). Der Pyroxen ist ein hedenbergitreicher Diopsid.

Der Quarz erscheint als eine spärliche feinkörnige Grundmasse zwischen den vorhergehenden, zum Teil aber zu Nestern gehäuft.

Der feinkörnige Titanit, in unregelmässigen Gruppen, ist ebenso wie der Leukoxen wahrscheinlich nach Ilmenit entstanden.

Zum Teil ist der Feldspat von Klinozoisit ausgefüllt worden. Dieses Mineral tritt aber auch in selbständigen Gruppen zusammen mit den Sulfidmineralen auf.

Nach Hausen findet sich beinahe unumgewandelter feinkörniger Diabas in dem Schluchttale des Petsamonjoki, westlich vom Berge Mattered. Die Zusammensetzung des Feldspats ist in diesem Gestein $Ab_{68}An_{32}$. An dem erhaltenen Dünnschliff ist aber erkennbar, dass dieser Feldspat nicht in primärem Zustande auftritt, sondern von Neubildungen getrübt worden ist, und der Klinozoisit ist in diesem Gestein in reichlichen Mengen anzutreffen.

Zwischen den beiden Fjelden Itäinen Ortoaivi und Läntinen Ortoaivi, auf dem Scheitel des Kammikivitunturi, am Housutunturi und an der südlichen Seite des Kaulatunturi kommen feinkörnige bis beinahe dichte Gesteine vor, die ganz dieselbe Struktur haben wie der oben besprochene Diabas vom Läntinen Ortoaivi, nur mit dem Unterschied, dass der Feldspat gänzlich umgewandelt ist. Öfters ist er von einer ganz undurchsichtigen braunen Masse mit sehr starker Lichtbrechung ersetzt worden. In dieser Substanz ist nur in dünnen, kreuz und quer verlaufenden, rissähnlichen Streifen ein feldspatartiges Mineral sichtbar. Dieses scheint Albit zu sein. Wo dieser in grösserer Fläche beobachtet ist, wurde sein grösstes Brechungsvermögen $\gamma = n$ des Kanadabalsams bestimmt.

Die den Feldspat verdrängende Substanz hat bisweilen eine schwache Doppelbrechung und eine indigo Interferenzfarbe. Weil sie starke Lichtbrechung hat, dürfte sie Klinozoisit sein. Das braune Pigment besteht aus winzigen Körnchen, die noch stärkere Lichtbrechung haben. Es ist wahrscheinlich Titanit und dürfte bei der Zersetzung des Feldspats entstanden sein. Der feinkörnige Titanit tritt auch in selbständigen Gruppen mit unregelmässiger Begrenzung auf.

Pyroxen erscheint immer allotriomorph zwischen den Feldspatleisten. Bisweilen tritt er auch als längere Stengel auf und gelegentlich als grössere rundliche Individuen, in welche die Feldspatleisten nur in die randlichen Teile eintauchen. Die Kernteile dürften in diesem Falle ursprüngliche Einsprenglinge von Pyroxen vertreten.

Der Pyroxen ist oft gebogen und von keilförmigen Teilen zusammengesetzt, so dass die Auslöschung, wie oben, beim Drehen des

Objekttisches wandert. Die Zwillingsbildung ist selten. Die Doppelbrechung ist niedrig, $\gamma - \alpha = 0.019 - 0.024$, der Auslöschungswinkel ist variabel, $c: \gamma = 30^\circ - 37^\circ$. Der optische Achsenwinkel beträgt nahezu 60° , und die Dispersion der Achse B ist gewöhnlich etwas stärker als bei A. Diese optischen Eigenschaften deuten einen heidenbergitreichen Diopsid an.

Der Quarz ist ein regelmässiger Bestandteil auch dieser feinkörnigen Diabase und hat primären Charakter.

In einzelnen Adern und Nestchen tritt ein lichtgrüner Chlorit auf. Er hat starke Lichtbrechung und schwache, negative Doppelbrechung.

In den Chloritnestern erscheint auch gewöhnlich etwas Sulfid.

Der feinkörnige Diabas geht bisweilen in eine glomeroporphyrische Abart über. So am westlichen Ende des langschmalen Sees Mukkajärvi südlich vom Scheitel des Kaulatunturi. Ein Teil des Feldspats ist dann zu Gruppen, die einen Durchmesser von 3—4 mm haben können, angehäuft. Das Gestein sieht dann auf den ersten Blick porphyrisch aus. Die Feldspataggregate sind jedoch matt und haben unregelmässige Formen.

Die feinkörnigen Diabase gehen bisweilen in ganz dichte Modifikationen über. In diesen kann sogar mikroskopisch eine ophitische Struktur mehr geahnt als beobachtet werden. Durch einen Schleier von braunem Pigment lassen sich gelegentlich fächerförmige Gebilde eines schwach doppelbrechenden Minerals, wahrscheinlich Zoisit, erblicken. In dieser Grundmasse werden hie und da z. T. chloritisierte Pyroxenkörner oder umgewandelter Feldspat entweder als einzelne Einsprenglinge oder in Gruppen angetroffen. Solche Gesteine sind oft von Adern aus Chlorit mit etwas Quarz und einem farblosen Mineral mit derselben Lichtbrechung wie der Kalifeldspat durchzogen.

Diese Gesteine werden oft am Kammikivitunturi und am Housutunturi angetroffen.

Hie und da nimmt der dichte Diabas eine schlackige Struktur an und geht sogar in tuffitische Bildungen über. Diese werden jedoch etwas später eingehender behandelt.

Am Berge Itäinen Ortoaivi wird der Diabas gröber. Die Umwandlung ist in diesem Gestein weit fortgeschritten, aber die ursprüngliche ophitische Struktur geht jedoch deutlich aus den Formen des Pyroxens hervor (Fig. 36).

Der vollkommen frische Pyroxen kommt in Körnern mit einem Durchschnitt von 1.5—2 mm vor. Die Feldspatleisten tauchen in

sie von allen Seiten bis in die Mitte ein. Die fächerförmige Struktur ist hier im Pyroxen so weit entwickelt, dass die Auslöschung bei der Drehung des Objektisches über einen Winkel von 90° — 120° wandern kann. Zum Teil haben sich die verzwilligten Pyroxenkörner

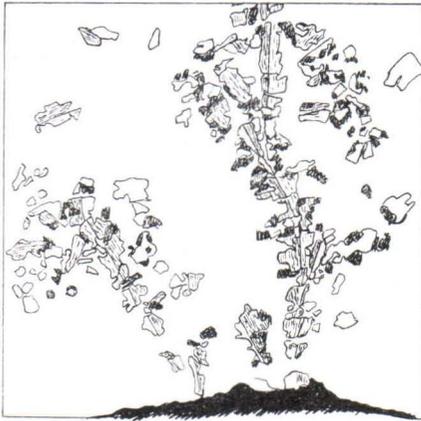


Fig. 35. Pyroxen und Leukoxen (dunkel) im Diabas am E-Ortoaivi. Weiss granulierter Feldspat. Vergröss. $11 \times$.

völlig in eine feinkörnige Masse umgewandelt worden (Fig. 36). In dieser können Chlorit, Albit, Quarz, Zoisit und hie und da etwas Sulfide entdeckt werden.

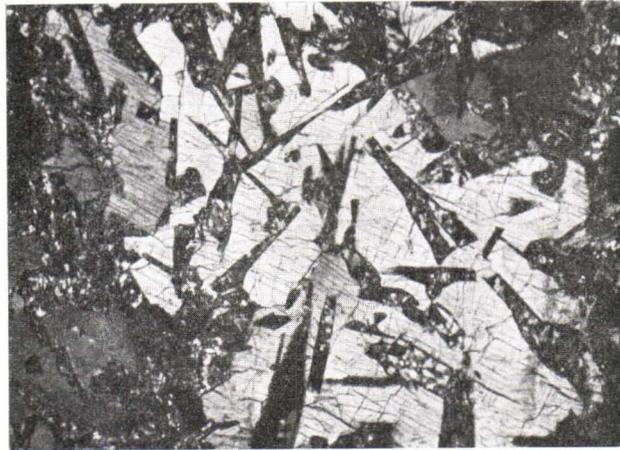


Fig. 36. Diabas mit granuliertem Feldspat am E-Ortoaivi. Vergröss. $41 \times$.

zu ästigen Reihen geordnet, wo die Zwillingsfläche als Leitlinie auftritt (Fig. 35). Der Pyroxen ist von demselben Charakter wie bei den besprochenen Modifikationen; $\gamma - \alpha = 0.019$, $c: \gamma = 40^{\circ}$, $2V = \text{ca. } 60^{\circ}$.

Oxyderz kommt gar nicht vor, sondern ist gänzlich zu Leukoxen umgewandelt worden. In ihm wird auch besser individualisierter Titanit beobachtet. Der Leukoxen ist gewöhnlich in Pyroxen eingeschlossen (vgl. Fig. 35).

Der Feldspat, nach den Formen des Pyroxens zu schliessen ursprünglich leistenförmig, ist

Der Zoisit ist farblos, hat unregelmässige Formen und oft fächerförmige Auslöschung. Die Doppelbrechung ist höher als gewöhnlich, $\gamma - \alpha = 0.013 - 0.014$, $2V = 23^\circ$, $\rho \gg v$.

Ein kleines Gebiet mitten in der Phyllitzone an der nördlichen Böschung des Läntinen Ortoaivi, am Fusse des obersten Absturzes, ist von besonderem Interesse. Dieses kleine, isolierte Gebiet ist teils aus feinkörnigen Diabasen, teils aber aus Gabbros und Pyroxeniten aufgebaut. Die Grenzen gegen die Phyllite sind bedeckt, aber die Grenze zwischen den Gabbros und den Phylliten ist nicht wie gewöhnlich mit einer elektrisch leitenden Zone verbunden. Da der Gabbro sowohl mechanisch zertrümmert als auch chemisch umgewandelt ist, dürfte diese Gesteinsgruppe tektonisch in die Phyllite eingeklemmt sein. Die beiden genannten Gesteinstypen stehen etwas höher am Rande des Abhanges miteinander in Berührung an. Sowohl die Diabase als auch die mitgerissenen Gabbros haben am wahrscheinlichsten ursprünglich mit ihnen in Verbindung gestanden.

Quantitative Zusammensetzung des feinkörnigen Diabases.

Zur quantitativen chemischen Analyse wurde ein Handstück des oben beschriebenen feinkörnigen Diabases vom nördlichen Steilabhang des Westlichen Ortoaivi, Stelle 1 410 m P₂ 80 m S, gewählt. Die Analyse ist im Laboratorium der Geologinen Toimikunta von Dr. Lauri Lokka ausgeführt worden (Tab. XIV).

Gemäss der Analyse erhält das Gestein hinsichtlich seiner chemischen Zusammensetzung in der Zusammenstellung von Niggli seinen Platz näher den Pyroxenit-Hornblendit-Gabbros als der Reihe von Normalgabbro—Norit. Der Eisengehalt ist ziemlich hoch, entsprechend den vielen Basalten, nicht aber so hoch wie bei den Plateaubasalten.

Der normative Feldspat, An₅₉, entspricht ungefähr der aus den optischen Eigenschaften abgeleiteten Zusammensetzung. Nach diesen Bestimmungen beläuft sich der An-Gehalt in der Kornmitte bis auf 70 %, aber in den äusseren Teilen ist der Auslöschungswinkel beträchtlich kleiner, so dass die durchschnittliche Zusammensetzung wahrscheinlich nahe der normativen ist; das arithmetische Mittel ist An₅₈. Somit dürfte der Al₂O₃-Gehalt des Pyroxens gering sein und also auch seine Zusammensetzung sich der normativen annähern. Aus der Norm geht hervor, dass dieser Pyroxen bedeutend ärmer an Diopsidsilikat ist als der des Pyroxenits. In dieselbe Richtung deu-

Tab. XIV. Feinkörniger Diabas aus dem nördlichen Steilhang des Westlichen Ortoaivi, 1 410 m P₂ 80 m S. G. T. Anal. Nr. 131. Anal. L. Lokka.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl		Norm	
SiO ₂	50.84	8431	q	2.57	2.57
TiO ₂	1.53	191	or	3.52	48.93
Al ₂ O ₃	14.29	1398	ab	17.41	
Fe ₂ O ₃	1.55	97	an	28.00	
FeO	9.62	1339	Σ sal	51.50	
MnO	0.19	27	di	13.63	24.79
MgO	6.01	1491		0.27	
CaO	11.69	2084		10.89	
Na ₂ O	2.05	331	hy	8.68	16.82
K ₂ O	0.59	63		0.21	
P ₂ O ₅	0.02			7.93	
S	0.08	1	mt	2.25	5.31
H ₂ O+	1.75	25	il	2.90	
H ₂ O—	0.10		pr	0.30	
	<u>100.31</u>		ap	0.03	0.03
—O = S ₂	0.02		Σ fem	46.95	
	<u>100.29</u>				<u>H₂O 1.85</u>
					100.30

C I P W-System: III.5.4.4., Auvergnos.

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—1.1	121.7	20.2	22.5+21.5	30.1	5.7	.16	.49

ten auch die optischen Eigenschaften des Pyroxens (S. 103), besonders die kleinere Schiefe der Auslöschung.

Zu der mineralischen Zusammensetzung des Gesteins gehört auch Quarz. Darum können keine bedeutenden Mengen des zur Norm gehörigen Oxyderzes zu Silikatmineralen gebunden sein, so dass auch Magnetit, wahrscheinlich mit dem Ilmenit zusammengewachsen, in der wahren Mineralzusammensetzung enthalten sein dürfte.

Unter solchen Umständen muss man sagen, dass die Norm annäherungsweise der wahren mineralischen Zusammensetzung entspricht.

Als beinahe frisches Gestein hat Hausen, wie erwähnt, einen Diabas von der Westseite des Fjeldes Mattered vom Durchbruchstal des

Petsamonjoki beschrieben (S. 59—60). Nach ihm hat das Gestein mikroskopisch eine deutlich ophitische Struktur mit Leistchen von Oligoklas-Andesin ($Ab_{68}An_{32}$), zwischen denen auch Pyroxen vorhanden ist. Das Gestein ist auch analysiert worden, und die Analyse ist weiter unten (Tab. XV), mit einer kleinen Berichtigung nach der Angabe des Analytikers A. Zilliacus, wiedergegeben. Nach dieser Analyse sollte der Anorthitgehalt des Feldspates noch grösser sein; 55.5 % An. Nach Verfs. Bestimmungen über den in den Sammlungen der Geologinen Toimikunta aufbewahrten Dünnschliff ist die maximale Auslöschung in der Zone $\perp M 17^\circ$ und der Brechungsindex $a > n$ des Kanadabalsams. Auf Grund dieser Daten kommt man zu derselben Zusammensetzung wie die von Hausen angegebene. Der Feldspat ist jedoch voll von feinkörnigen Zersetzungsprodukten, und ausserdem enthält das Gestein reichlich Klinozoisit.

Tab. XV. Feinkörniger Diabas aus dem Tale des Flusses Petsamonjoki, westlich des Fjeldes Mattert. Anal. A. Zilliacus.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl		Norm	
SiO ₂	48.65	8068	q	0.10	0.10
TiO ₂	0.48	60	ab	22.83	51.25
Al ₂ O ₃	14.85	1453	an	28.42	
Fe ₂ O ₃	3.56	223	Σ sal	51.35	
FeO	11.35	1580	di	7.41	14.77
MnO	0.07	10		7.36	
MgO	5.91	1466			
CaO	9.74	1736			
Na ₂ O	2.69	434	hy	13.21	24.64
K ₂ O	0.00	24		11.43	
P ₂ O ₃	0.34		ap	0.79	0.79
S	0.00		il	0.91	6.07
Glühverl.	2.57		mt	5.16	
	100.21		Σ fem	46.72	

CIPW-System III.5.4.5., Auvergnos.

H₂O 2.57

Nach Niggli:

100.19

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—11.1	113.2	20.4	28.6+20.6	24.3	6.1	.0	.42

Der Pyroxen ist hier wie in dem vorigen Gestein (S.106) fächerförmig entwickelt und ist allotriomorph gegen den Feldspat. Er hat

eine deutliche Spaltung nach (100) und eine schwach bräunliche Farbe. Die Doppelbrechung ist schwach, $\gamma - \alpha = 0.019$, und die Auslöschungsschiefe ist klein, mehrere Bestimmungen ergaben Werte zwischen $c: \gamma = 28^\circ - 34^\circ$. Der Winkel der optischen Achsen ist 47° oder grösser, und die Dispersion der Achse B ist etwas grösser als die der Achse A. Die Dispersion der Doppelbrechung ist bedeutend kleiner als beim Quarz.

Weil im Gestein nur spärlich Chlorit enthalten ist, muss der gegen Diopsidsilikat überschüssige Gehalt an Eisen-Magnesium-Silikat im Pyroxen sehr gross sein, nach der Norm sogar 63 Mol.-%. Darauf deuten auch sein kleiner Achsenwinkel und die kleine Schiefe der Auslöschung hin. Der Pyroxen gehört also zu den Pigeoniten. Nach den Bestimmungen von Bowen entspricht dem Auslöschungswinkel $c: \gamma = 30^\circ$ ein Gehalt von ca. 62 % Klinoenstatit, aber der Einfluss des Eisengehaltes ist noch nicht genau bekannt.

Die letzten Räume zwischen den Feldspatleisten sind von einem Chlorit mit schwacher Farbe ausgefüllt. Seine Doppelbrechung ist schwach und der optische Charakter negativ. Er schliesst idiomorphe Prismen von Klinozoisit ein.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins entspricht am nächsten nach Niggli dem normalgabbroiden Magmatypus und nähert sich am meisten der Zusammensetzung einiger noritischen Gesteine.

Basische Modifikation des feinkörnigen Diabases und ihre chemische Zusammensetzung.

In dem Gebiete südlich vom Kaulatunturi wurden in den feinkörnigen Diabasen kleine Variationen beobachtet. Hier geht die beinahe dichte Modifikation in einen etwas grösseren Typus und dieser bisweilen weiter in ein dunkles Gestein über. Diese Typen bilden jedoch keine lagerförmigen Komplexe (Fig. 37). Von einem solchen dunklen Typus, wahrscheinlich ca. 1 km südlich vom südwestlichen Eckenpunkt unserer Karte, stammt wohl die von Hausen gesammelte Probe, über welche er eine Analyse publiziert hat. Nach dieser Analyse (Tab. XVI) hat das Gestein eine etwas mehr basische Zusammensetzung als die vorigen Diabase.

Bei diesem Gesteinstypus ist der Feldspat völlig in eine mikroskopisch undurchsichtige, braune Masse umgewandelt worden. Zwischen gekreuzten Nichols wird in dieser Masse eine Aggregatpolarisation mit einer schwachen Doppelbrechung beobachtet. Da ausserdem die Lichtbrechung der Masse stark ist, besteht sie wahrschein-

lich aus Zoisitmineralen. Diese Bildungen haben den Feldspat so vollkommen ausgefüllt, dass gewöhnlich nur dünne, diese Masse durchkreuzende Risse von einem farblosen Mineral, dessen Lichtbrechung der des Albits gleich ist, eingenommen sind.

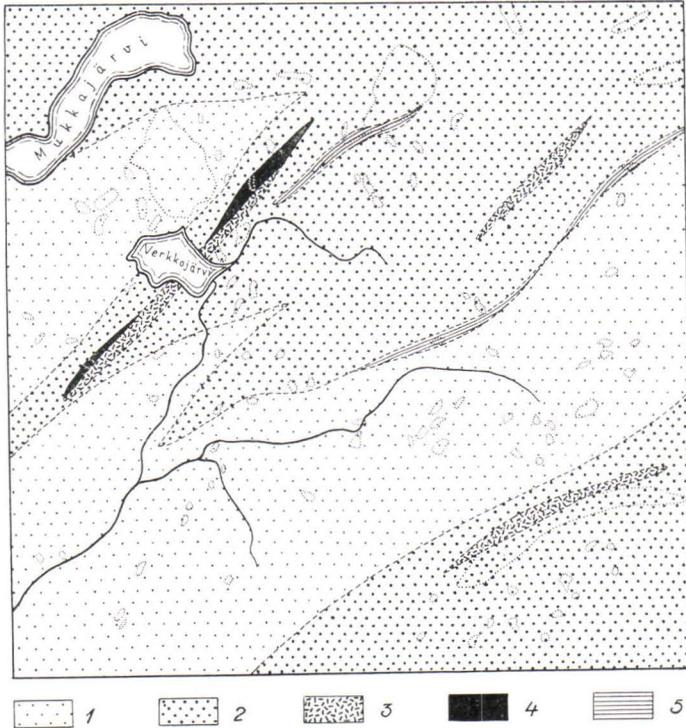


Fig. 37. Verteilung verschiedener Diabastypen zwischen Kaulatunturi und Housutunturi. 1 feinkörniger, 2 gröberer, 3 dunkler Diabas, 4 Serpentin und 5 Phyllit. Massstab 1:16.700.

Der Pyroxen ist teilweise chloritisiert und in seinen peripherischen Teilen bisweilen sogar uralitisiert worden.

Das skelettartig ausgebildete Erz ist gänzlich in Leukoxen umgewandelt worden, ausserdem ist etwas sekundärer Eisenkies entstanden.

Als Zwischenmasse wird auch hie und da lichtgrüner, sehr schwach doppelbrechender Chlorit beobachtet. Das Kiesmineral ist beinahe immer in diesen eingeschlossen.

Tab. XVI. Basische Modifikation des feinkörnigen Diabases südlich vom Kaulatunturi. Anal. A. Zilliacus.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl		Norm	
SiO ₂	47.33	7849	q	2.80	2.89
TiO ₂	1.11	139	or	2.23	45.80
Al ₂ O ₃	14.35	1404	ab	11.78	
Fe ₂ O ₃	2.71	170	an	31.79	
FeO	11.06	1539	Σ sal	48.69	
MnO	0.24	34	di	9.22	18.75
MgO	5.89	1461		9.53	
CaO	11.44	2040	hy	11.40	21.68
Na ₂ O	1.39	224		10.28	
K ₂ O	0.38	40	mt	3.94	6.41
P ₂ O ₅	0.40	28	il	2.11	
S	0.19	59	pr	0.36	
H ₂ O	3.94		ap	0.92	0.92
	<u>100.43</u>		Σ fem	47.82	
—O = S ₂	0.05				H ₂ O 3.94
	<u>100.38</u>				<u>100.39</u>

C I P W-System: III.5.4.3., x.

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—4	110.8	19.9	27.0+20.6	27.8	3.7	.15	.43

Einzelne Quarzkörner sind hie und da anzutreffen.

Aus den Molekularzahlen Niggli's geht hervor, dass der Alkali-gehalt in diesem Gestein so klein ist, dass es in dieser Hinsicht den ultrabasischen Magmen nahekommt, aber hinsichtlich der anderen Oxyde steht es zwischen den Normalgabbros und den Pyroxenit-Hornblendit-Gabbros. Aus der Norm ist wieder ersichtlich, dass der Anorthitgehalt des Feldspates ursprünglich sehr hoch gewesen sein muss, nach der Norm 69 % An.

Da der Gehalt an Hypersthensilikat in der Norm sogar die Menge des Diopsids übertrifft, will es den Anschein haben, als ob der Pyroxen eine pigeonitische Zusammensetzung hätte. Dies steht aber nicht in Einklang mit den optischen Eigenschaften des Pyroxens. Der Winkel seiner optischen Achsen ist nahe 60°. Jedenfalls ist ein kleinerer Achsenwinkel als 54.5° nie angetroffen worden. Die Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0.027$ und die Auslöschungsschiefe $c:\gamma = 41^\circ - 42^\circ$.

Die Dispersion der beiden optischen Achsen ist ungefähr gleich stark. Auf Grund dieser optischen Eigenschaften sollte der Pyroxen nächst dem diopsidischen Augit stehen. Hat also die chemische Zusammensetzung des Gesteins keine bedeutenden Veränderungen erlitten, so muss der chloritisierte und uralitisierte Pyroxen eine von dem zurückgebliebenen stark abweichende Zusammensetzung gehabt haben. Es hat den Anschein, als ob das Gestein ursprünglich zwei Arten von Klinopyroxen enthalten hätte, wie Asklund für einige andere Fälle wahrscheinlich gemacht hat (1925).

Weil es sich jedoch hier um eine basische Modifikation handelt, ist es am wahrscheinlichsten, dass das Gestein ursprünglich Olivin enthalten hat und dass der Quarz sekundär, bei der Umwandlung, eingewandert ist.

MITTELKÖRNIGE SPILITISCHE DIABASE.

B e s c h r e i b u n g.

In der erzführenden Phyllitzone kommt ausser den Intrusiven noch eine Gruppe von Gesteinen vor, die sich sofort als zu den Diabasen gehörig herausstellen, meist aber von beträchtlich gröberem Korn sind. Diese Gesteine treten, ähnlich wie die Intrusive, in Form von länglichen Massiven, in die Phyllite eingeschlossen auf, haben aber keine Verbindung mit den Intrusivgesteinen.

Auch hinsichtlich der Struktur unterscheiden sich diese mittelkörnigen Diabase deutlich von den Gabbros. Schon makroskopisch erkennt man in jenen dunkle rundliche Pyroxenkörner, von einer feinkörnigen Zwischenmasse umgeben, während in den Gabbros die Feldspatleisten am leichtesten hervortreten.

In den allergrößten Modifikationen jener Diabase lassen sich bisweilen auch die in den Pyroxen eintauchenden feinen Feldspatleisten mit blossem Auge erkennen, und in seltenen Fällen geht der Diabas in ein gabbroartiges Gestein über. Im westlichen Teil des Gebietes sind Übergänge in feinkörnige Typen sehr selten, östlicher dagegen, besonders in der Gegend vom Onkitunturi, häufiger.

Mikroskopisch ist die Struktur auch dieser Diabase immer deutlich ophitisch, und die Mineralbestandteile sind: Pyroxen, Albit, Leukoxen, Klinozoisit und Chlorit.

Der Pyroxen tritt in Form von grossen rundlichen Körnern auf und enthält Albitleisten als poikilitische Einschlüsse. Sie sind oft in der Mitte der Pyroxenkörner zahlreicher, erscheinen aber als kleinere Leisten, in den peripherischen Teilen weniger zahlreich, jedoch von

größerer Ausbildung. Daraus kann man schliessen, dass sie ungefähr gleichzeitig weitergewachsen sind, obgleich der Feldspat zuerst auszukristallisieren begonnen haben mag. Der Pyroxen ist ganz farblos, unterscheidet sich aber sonst nicht beträchtlich von dem der intrusiven Serie. Die Doppelbrechung ist von mittlerer Höhe, $\gamma - \alpha = 0.019 - 0.024$ und $c:\gamma = \text{ca. } 41^\circ$. Die Dispersion der beiden optischen Achsen ist gleich stark sowie gleichsinnig und die Dispersion der Doppelbrechung bedeutend schwächer als beim Quarz. Nach diesen Eigenschaften zu urteilen, gehört der Pyroxen zu den diopsidischen Augiten.

Albit ist verzwillingt nach dem Albitgesetz, jedoch nicht besonders intensiv. Der Brechungsindex $\gamma = n$ des Kanadabalsams, die Auslöschungswinkel $\perp PM = 15^\circ$ und maximale Auslöschung in der Zone $\perp M 17^\circ$. Er besteht also aus beinahe reinem Albit. Als Einschlüsse treten reichliche, winzige Mineralpartikeln mit hoher Lichtbrechung auf. Die Menge des Albits ist etwas variabel, meistens ist sie gleich der des Pyroxens, nimmt aber bisweilen beträchtlich überhand.

Das Erz kommt nur als dünne Lamellen im skelettartig ausgebildeten Leukoxen vor. Das primäre Erz scheint ebenfalls gleichzeitig mit dem Feldspat entstanden zu sein. Es hat gelegentlich den Feldspat im Wachstum gehemmt, verhält sich aber in anderen Fällen umgekehrt.

Zwischen den Feldspatleisten tritt noch in wechselnder Menge ein grüner Chlorit mit schwacher Farbe und schwacher Doppelbrechung (Interferenzfarbe Indigo) auf.

In Chlorit eingeschlossen, gelegentlich mit idiomorphen Formen, tritt Klinozoisit auf.

Zusammen mit dem Chlorit in den letzten Lücken hat sich auch der Quarz, ein stetiger Bestandteil auch dieser Gesteine, abgesetzt.

An ein paar Stellen, nördlich vom Scheitel des Kaulatunturi und ca. 1 km nördlich vom O-Punkt am Kotselvaara, geht der mittelkörnige Diabas in eine dunkle Modifikation über. Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, dass die dunkle Farbe des Gesteins von einem in ihm sekundär ausgebildeten braunen oder grünen Biotit herrührt. Dieser ist zu einzelnen Schuppen oder zu Schuppenagregaten in den Rissen des zersprungenen Feldspats entstanden.

Der Feldspat ist wie gewöhnlich in solchen Gesteinen Albit, wenn auch klarer.

Der Pyroxen erscheint in Form von kleineren Individuen, die zum grossen Teil zu farblosem Amphibol umgewandelt sind, wobei auch ihre ursprüngliche Form verwischt ist.

Das Erz scheint ursprünglich skelettartig ausgebildet zu sein, aber bei der Leukoxenbildung ist seine Form gewöhnlich zerstört worden, und das Oxyderz tritt nicht wie in den Gabbrogesteinen in Lamellenform auf, sondern gewissermassen in Form von Implikation zusammen mit Leukoxen und Chlorit.

Der Quarz erscheint wenigstens in diesen Gesteinen deutlich primär, weil er oft granophyrisch mit dem Albit zusammengewachsen ist.

Der Chlorit ist in diesen Modifikationen immer stärker doppelbrechend als in den vorigen. Der Klinozoisit tritt in üblicher Weise auf.

Chemische Zusammensetzung der mittelkörnigen Diabase.

Zur quantitativen chemischen Untersuchung wurde ein mittelkörniger spilitischer Diabas von der nördlichen Böschung des Kammikivitunguri, gleich oberhalb des Lagerplatzes gewählt. Dieses Gestein wurde im Laboratorium der Geologinnen Toimikunta von Dr. L. Lokka analysiert (Tab. XVII). Gemäss seiner chemischen Zusammensetzung gehört dieses Gestein zu Niggli's normalgabbroidem Magmentypus und steht einigen Noriten besonders nahe. In seinem hohen Kieselsäure- und Alkaligehalt erinnert es auch an die gabbrioritischen Magmen.

In Tab. XVIII sind alle die oben behandelten Analysen der feinkörnigen Diabase mit der dieses mittelkörnigen spilitischen Gesteins des Vergleichs halber zusammengestellt. Aus diesem Vergleich geht deutlich hervor, dass keine grösseren Unterschiede zwischen den chemischen Zusammensetzungen der genannten Gesteine aufgezeigt werden können. Am grössten ist der Unterschied hinsichtlich des Na_2O -Gehaltes, der in den mittelkörnigen Diabasen deutlich zugenommen hat. Der CaO -Gehalt ist zwar kleiner als der Durchschnitt der feinkörnigen Diabase, werden aber die Abweichungen berücksichtigt, so ist der Unterschied unbedeutend. Ähnliche Schwankungen kommen auch im SiO_2 -Gehalt vor. Hier ist jedoch der Wert bei dem am wenigsten umgewandelten feinkörnigen Diabas am grössten. Sonst sind die Zusammensetzungen aller dieser Gesteine beinahe identisch.

Alsdann kommen wir zu der Frage, ob diese immer spilitisch umgewandelten Diabase ursprüngliche Zusammensetzung aufweisen oder ob sie bedeutende Änderungen erlitten haben. Dieses Problem

ist mehrmals in Anbetracht der spilitischen Umwandlung Gegenstand der Erörterung gewesen.

Im vorliegenden Gebiete haben wir zwei Reihen von Gesteinen mit ungefähr derselben Zusammensetzung, Gabbros und Diabase, in denen beiden sowohl der normale als auch der spilitische Mineralbestand auftritt. Dieser letztere Umstand scheint aber keine Bedeutung für die Struktur gehabt zu haben. So haben wir einerseits die ausgesprochene ophitische Struktur in den feinkörnigen Diabasen, in denen entweder unumgewandelter Feldspat mit hohem Anorthitgehalt auftritt (S. 103) oder ein gleich hoher Anorthitgehalt noch in dem umgewandelten Feldspat in Form von Zoisitmineralen aufbewahrt (S. 109) oder aber in einigen Fällen von ihnen gänzlich ausgelaut worden ist. Weiter haben wir eine deutlich ophitische Struktur in den zuletzt behandelten mittelkörnigen spilitischen Diabasen, in welchen niemals ein anorthithaltiger Feldspat beobachtet worden ist. Andererseits haben wir die nicht ophitische Struktur in den

Tab. XVII. Mittelkörniger, spilitischer Diabas an der Böschung des Kammikivitunturi, oberhalb des Lagerplatzes, 1 800 m P₂ 360 m N. G.T. An. Nr. 130. Anal. L. Lokka.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl		Norm	
SiO ₂	50.11	8310	or	3.52	} 55.09
TiO ₂	1.85	231	ab	29.09	
Al ₂ O ₃	14.53	1422	an	22.48	
Fe ₂ O ₃	0.04	2	Σ sal	55.09	
FeO	11.16	1553		10.03	} 20.34
MnO	0.17	24	di	0.17	
MgO	6.03	1 495		10.14	
CaO	9.44	1 683		2.83	} 6.18
Na ₂ O	3.43	553	hy	0.07	
K ₂ O	0.59	63		3.28	} 12.19
H ₂ O+	2.69			5.30	
H ₂ O—	0.13		ol	0.12	} 3.56
	100.17		il	6.77	
			mt	3.51	
			Σ fem	42.19	

CIPW-System: III.5.3.5., Ornos.

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—14.2	122.2	20.9	23.3+22.0	24.7	9.1	.10	.49

H₂O 2.8
100.18

Tab. XVIII. Analysen von feinkörnigen Diabasen (1.—3.) zum Vergleich mit der des mittelkörnigen (4.) zusammengestellt.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	50.84	48.65	47.33	50.11
TiO ₂	1.53	0.48	1.11	1.85
Al ₂ O ₃	14.29	14.85	14.35	14.53
Fe ₂ O ₃	1.55	3.56	2.71	0.04
FeO	9.62	11.35	11.06	11.16
MnO	0.19	0.07	0.24	0.17
MgO	6.01	5.91	5.89	6.03
CaO	11.69	9.74	11.44	9.44
Na ₂ O	2.05	2.96	1.39	3.43
K ₂ O	0.59	—	0.38	0.59
P ₂ O ₅	0.02	0.34	0.40	
S	0.08	0.00	0.19	
H ₂ O+	1.75	(2.57)	(3.94)	2.69
H ₂ O—	0.10			0.13
	100.31	100.21	100.43	100.17

Gabbros, in denen gelegentlich primärer Feldspat mit viel niedrigerem Anorthitgehalt (S. 85—87) als in den am wenigsten umgewandelten Diabasen aufbewahrt ist. Gewöhnlich tritt aber auch in diesen nur albitischer Feldspat auf.

Beim Vergleich jener beiden Gesteinsgruppen, der Diabase und der Gabbros, zeigt es sich deutlich, wie man auch gewöhnlich angenommen hat, dass die ophitische Struktur, d. h. die frühe Ausscheidung des Feldspats, immer in ihm einen hohen Anorthitgehalt voraussetzt und schon eine Verminderung des Anorthitgehaltes im primären Feldspat auf 33 % An wie in den früher behandelten Gabbros (S. 86) dessen späte Ausscheidung zur Folge hat, so dass sich auch der Pyroxen schon mit eigenen Formen auskristallisiert. Der Pyroxen scheint jedenfalls sowohl in den Diabasen wie in den Gabbros ungefähr dieselbe Zusammensetzung zu haben.

Daher kann man nicht umhin anzunehmen, dass der Feldspat auch der spilitischen Diabase mit ophitischer Struktur im primären Zustande einen hohen Anorthitgehalt gehabt haben muss und also durch spätere Auslaugung, »spilitische Umwandlung«, aus diesem Anreichen Feldspat entstanden ist. Wo diese Umwandlung nicht weiter gegangen ist, erscheint der albitische Feldspat klar und zeigt der Pyroxen noch keine Spuren von Umwandlung. In unserem Gebiete, und besonders in den mittelkörnigen spilitischen Diabasen ist, die Umwandlung jedoch oft weiter fortgeschritten, und zwar in verschie-

denen Richtungen. In einigen Fällen ist dann der Albit unberührt geblieben, der Pyroxen aber ist chloritisiert und bisweilen uralitisiert worden. In anderen Fällen ist wieder der Pyroxen unzersetzt geblieben, dagegen ist der Albit mit grösseren und kleineren Körnern von Klinozoisit ausgefüllt worden, und offenbar bei der Ausbildung des letzteren hat er sich vollständig zu körnigen Aggregaten umkristallisiert, so dass die ursprüngliche ophitische Struktur nur aus den Formen des Pyroxens hervorgeht. Wird in solchem Gestein ebenso der Pyroxen umgewandelt, wie es in einigen Fällen tatsächlich geschehen ist, so ist es ganz unmöglich zu sagen, welche Struktur das Gestein ursprünglich gehabt hat.

So weit haben wir die Umwandlung mit der chemischen Analyse nicht verfolgt. In dem Masse aber, wie wir chemische Belege über die spilitische Umwandlung der Diabase aus dem vorliegenden Gebiet besitzen, zeigen sie keine ausgeprägten Unterschiede zwischen den umgewandelten und den nichtumgewandelten Gesteinen.

Tab. XIX. Analysen von spilitischen Diabasen aus Aunus, Ost-Karelien.

	1.	2.	3.
SiO ₂	53.41	51.46	49.96
TiO ₂	3.13	3.38	3.13
Al ₂ O ₃	11.58	11.58	11.39
Fe ₂ O ₃	0.97	6.63	4.50
FeO	9.90	10.25	13.61
MnO	0.18	0.32	0.26
MgO	2.59	2.88	3.31
CaO	7.81	5.60	5.24
Na ₂ O	4.90	4.68	4.62
K ₂ O	0.82	1.02	1.33
P ₂ O ₅	0.36	0.34	0.19
S	0.05	0.00	0.08
CO ₂	1.19	—	—
H ₂ O	3.29	2.54	3.09
	99.78	100.68	100.71

Eine ähnliche schwache Veränderung der Zusammensetzung hat Verf. bei einigen nach dem Mineralbestande spilitisch umgewandelten Metabasiten im Kainuugebiet bestätigt (1928). Da handelte es sich jedoch um Gesteine, in welchen der Pyroxen gänzlich zu Amphibol umgewandelt ist und der ursprüngliche Anorthitge-

halt zum grossen Teil im Amphibol enthalten zu sein scheint. Bedeutend grösseren Einfluss hat dagegen die splitische Umwandlung auf die Zusammensetzung der von Eskola untersuchten Gesteine in Aunus, Ost-Karelien, gehabt (1925). Diese Gesteine haben oft noch ihre ursprüngliche ophitische Struktur und ihren Pyroxen bewahrt, aber der Na_2O -Gehalt ist bis auf 4.62—4.90 % und der SiO_2 -Gehalt bis auf 49.96—53.41 % gestiegen, während der CaO -Gehalt auf 5.24—7.81 % gesunken ist. Die chemischen Zusammensetzungen jener Gesteine sind in Tab. XIX zusammengestellt.

Basische Ausscheidungen aus den mittelkörnigen Diabasen.

An einigen Stellen, besonders wo der mittelkörnige Diabas in Form von mächtigen Massiven auftritt, ist in ihm ein Übergang in eine noch gröbere gabbroartige Modifikation beobachtet worden. Auch unter dem Mikroskop wird dann in einem solchen Gestein eine grosse Ähnlichkeit mit den früher beschriebenen Gabbros bestätigt.

Der Feldspat erscheint in Form von dicken Leisten. Er ist ganz albitisiert worden, er ist zerrissen und von sekundär gebildeten Mineralen durchwachsen. Oft umgeben ihn reichliche Bildungen von Quarz—Feldspat-Implikationen.

Der Pyroxen tritt nicht als Zwischenmasse zwischen den Feldspatleisten, wie in den oben besprochenen, sondern selbständig wie in den Gabbros auf. Er ist weitgehend zersetzt, und an seiner Stelle ist Amphibol und brauner Biotit entstanden.

Chlorit vom lichtgrünen, stark lichtbrechenden, aber schwach doppelbrechenden Typus erfüllt die letzten Räume.

Das Erz ist grösstenteils in Leukoxen umgewandelt, und das Oxyd-erz erscheint nur in Form von unregelmässigen Flecken.

An diese gabbroiden Bildungen schliessen sich dunkle Gesteine mit feinerem Korn und ohne mit blossem Auge sichtbaren Feldspat. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt es sich, wie diese Gesteine hauptsächlich aus Pyroxen bestehen. Die Pyroxenkörner sind beinahe isometrisch, und der Feldspat tritt nur in ganz geringer Menge auf. Gegen das Erz ist der Pyroxen idiomorph. Das Erz ist beinahe gänzlich in Leukoxen umgewandelt; die Reste des Oxyd-erzes sind gering. Der Chlorit gleicht sowohl in seiner Beschaffenheit als auch in seinem Auftreten dem vorigen Gestein. Als Neubildungen erscheinen Amphibol, Biotit, Epidot und ein Karbonatmineral.

Über ein solches Gestein vom Scheitel des Kaulatunturi, aus der Nähe des Triangelpunktes, ist eine quantitative chemische Analyse von Herrn Harald Lönnroth im Laboratorium der Geologinen Toimikunta ausgeführt worden (Tab. XX).

Aus der Analyse geht hervor, dass die Zusammensetzung dieser Bildung grosse Ähnlichkeit mit der der Randmodifikation von Serpentin besitzt. Bedeutende Abweichungen zeigen jedoch die Eisenoxyde und das Magnesiumoxyd. Auch die Unterschiede im CaO- und Al₂O₃-Gehalt sind beträchtlich. Diese Zahlen zeigen, dass die magmatische Differentiation hier nicht in so hohem Masse im Niedersinken des Olivins wie in der erwähnten Randmodifikation bestanden hat, sondern eher durch eine Anreicherung von Pyroxen und Erz zu erklären ist.

Tab. XX. Quantitative Zusammensetzung einer pyroxenitischen Ausscheidung aus mittelkörnigem Diabas am Scheitel des Kaulatunturi, 1 445 m P₁ 265 m N. G.T. An. Nr. 365. Anal. H. Lönnroth.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl		Norm			
SiO ₂	42.41	7033	or	2.12	37.76		
TiO ₂	2.92	364	ab	9.42			
Al ₂ O ₃	11.82	1157	an	26.22			
Fe ₂ O ₃	5.68	356	Σ sal	37.76			
FeO	12.88	1793	di	16.54	31.42		
MnO	0.28	39		0.52			
MgO	5.71	1416		14.36			
CaO	12.90	2300	hy	6.16	12.52		
Na ₂ O	1.11	179		0.22			
K ₂ O	0.36	38		6.14			
P ₂ O ₅	Sp		ol	0.33	0.63		
H ₂ O+	3.33			0.30			
H ₂ O—	0.46		mt	8.24			
	<u>99.86</u>		il	5.53	13.77		
			Σ fem	58.34			
CIPW-System: IV.2.1.2.3., x.				H ₂ O	3.79		
Nach Niggli:					<u>99.8</u>		
qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
—19.1	92.1	15.2	33.4+18.5	30.1	2.8	.18	.36

MANDELSTEINFORMATION.

DIABAS-MANDELSTEINE.

Nur in der nordwestlichen Ecke unseres Kartengebietes treten Diabas-Mandelsteine der 1. Zone auf. Diese Gesteine unterscheiden sich makroskopisch von den oben beschriebenen Diabasen besonders dadurch, dass sie Mandel führen, öfters sind sie auch von etwas dunklerer Farbe als diese und haben gelegentlich einen Stich ins Indigo. Die Mandelbildungen sind meistens klein und treten in spärlichen Mengen auf. Bisweilen haben sie jedoch grosse Dimensionen und zeigen unregelmässige verzweigte Formen. In einigen

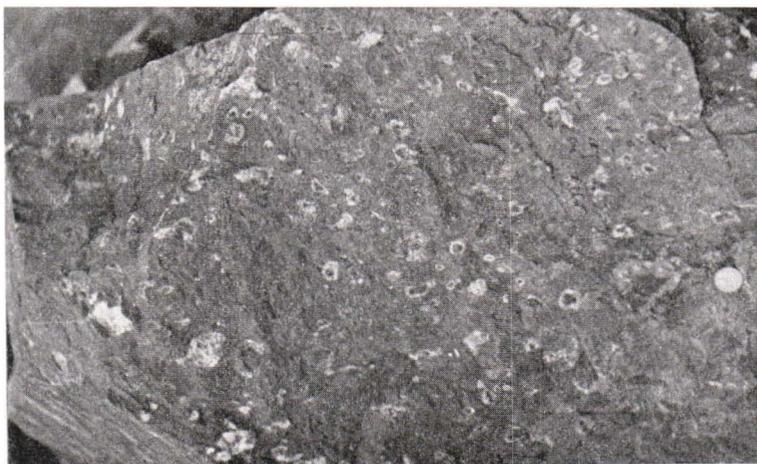


Fig. 38. Diabas-Mandelstein beim Kuvernöörinkoski.
Verklein. 1:5.5.

Fällen sind die Mandeln klein, treten aber in so reichlichen Mengen auf, dass nur ein wenig schiefrige Masse zwischen ihnen erscheint und das Gestein einem Konglomerat ähnelt. Manchmal kommt jedoch auch ein ganz typischer Mandelstein vor (Fig. 38).

Sehr oft sind in den Mandelsteinen mittelkörnige Gabbrogesteine mit intrusiven Grenzen gegen diese angetroffen worden. Eine solche deutliche Stelle ist Palolaki am östlichen Ufer der Bucht Kuivalahti.

Soweit die Mandelsteine bis jetzt mikroskopisch untersucht worden sind, scheinen sie ursprünglich echte Diabase mit deutlich ophi-tischer Struktur gewesen zu sein. Der Feldspat hat öfters noch seine Leistenform bewahrt, aber zwischen diesen Leisten ist niemals Pyroxen, sondern Amphibol, Epidot, Biotit, Erz und Leukoxen angetroffen worden.

Der Feldspat ist öfters aus nur zwei Teilen verzwillingt und besteht aus Oligoklas, $Ab_{80-90}An_{10-20}$.

Der Amphibol ist lichtgrün und tritt in Form von Stengeln und dünnen Nadeln auf. Er ist oft mit schmutziggrünem Biotit verbunden. Im letzteren ist α , lichtrötlich gelb, $< \beta = \gamma$, schmutziggrün.

Der Epidot tritt entweder in isometrischen Körnern durch die ganze Masse verstreut auf oder ist zu grösseren Gruppen angesammelt.

Das Erz erscheint in unregelmässig geformten Körnern in reichlichen Mengen und übertrifft gewöhnlich den Leukoxen.

Die Mandelräume sind bisweilen von Karbonat mit einer Umhüllung von Biotit, meistens aber mit einem feinkörnigen Gemenge von Quarz, Oligoklas und Kalifeldspat ausgefüllt. Bisweilen sind sie auch von Epidot eingenommen.

Die Intrusive bestehen aus Amphibolgabbro. Zwischen diesen und den gabbroiden Gesteinen in der Gegend von Salmijärvi besteht kein wesentlicher Unterschied. Ebenso ist zwischen den geschieferten Mandelsteinen im Gebiet von Salmijärvi und den ungeschieferten Teilen die Verschiedenheit unwesentlich.

Die Mandelsteine stimmen mit den weniger umgewandelten Metabasiten der karelischen Zone z. B. im Kainuugebiet, besonders in Lammasvaara, Pudasjärvi, sehr gut überein (Väyrynen 1928).

GRÜNSTEINE VOM ORSHOAIVI.

In Verbindung mit den im Folgenden zu beschreibenden Keratophyren kommen auf den Fjelden Orshoavi und Maajärventunturit grobe Porphyrite in Form von langen und schmalen Massen vor. Diese Gesteine bestehen aus 0.5 bis 1.5 cm messenden tafeligen Einsprenglingen von Feldspat und aus einer grünlichgrauen oder ins Indigo oder Violette fallenden, dichten Grundmasse.

Unter dem Mikroskop erweisen sich die Einsprenglinge als aus reinem Albit und die Grundmasse hauptsächlich als aus Chlorit und Erz bestehend. Ausserdem treten noch ein Karbonatmineral und feinschuppiger Serizit auf; der letztere ist als eine feinkörnige Trübung sowohl durch die Einsprenglinge als durch die Grundmasse gleichmässig verstreut.

Der Chlorit hat eine grüne Farbe, und seine Doppelbrechung ist beinahe gleich Null. Das Erz erscheint in Form von längeren Streifen oder verstreuten Körnern. In einigen Fällen tritt Leukoxen als selbständige rundliche Aggregate, in anderen gar nicht auf.

Diese Porphyrite scheinen zu den Orshoaivi-Grünsteinen zu gehören. Diese sind feinkörnige Gesteine von deutlich grüner Farbe. Sie sind meist ganz homogen, weisen aber bisweilen Mandelbildungen auf. Sie alternieren als lange Züge mit den Keratophyren und ihren Tuffiten.

Bei den mikroskopischen Untersuchungen erweist es sich, wie diese Grünsteine aus verschiedenen strukturellen Typen bestehen. Einer von ihnen ist analog den Porphyriten zusammengesetzt. Er ist feinkörnig, enthält aber ausser Albit und Chlorit auch Epidot in grösseren und kleineren Anhäufungen und ausserdem ein wenig grünen Biotit. Die Mandelräume sind mit Quarz gefüllt. Dieser Typus zeigt vielleicht Übergänge zu den Mandelsteinen.

Ein zweiter Typus besteht aus Chlorit, Amphibolstengeln, Epidot und Leukoxen, dazwischen liegen nur sehr kleine zerstreute Körner von Quarz und Feldspat. Dieser Typus zeigt keine Mandelbildungen und ist wohl tuffitischer Entstehung, weil er analoge Zusammensetzung hat wie die an die Diabase anschliessenden Tuffite.

Der dritte Typus scheint den Übergang von den ersten in die Keratophyre zu vermitteln. Er besteht aus Albit, Chlorit, Tremolit, Biotit, Epidot, Erz und Leukoxen. Der Albit hat dicktafelige Formen oder erscheint in unregelmässig begrenzten Körnern. Mit ihm tritt bisweilen auch Mikroklin in kleinen Mengen auf.

Im Gebiete unserer Sonderkarte, sind Gesteine vom Typus der Grünsteine vom Orshoaivi nicht aufgeschlossen angetroffen worden.

KERATOPHYRE UND IHRE TUFFITE («FELSITE»).

Den Übergang vom Grünstein des Orshoaivi zum Keratophyr vermittelt ein auf dem Gipfel des Pikku Orshoaivi anstehendes Gestein. Dieses ist an einigen Stellen etwas gröber als die Keratophyre im allgemeinen, hat aber einen grauen, oft sogar ins Violette fallenden Farbenton, der für die Keratophyre so charakteristisch ist.

Unter dem Mikroskop lässt sich jedoch eine Feldspatmasse, Albit, beobachten, die ganz dieselbe ophitische Struktur wie in den Grünsteinen vom Orshoaivi zeigt. Der einzige Unterschied diesen letzteren Gesteinen gegenüber scheint darin zu bestehen, dass der Chlorit stark zurückgetreten ist. Das Erz ist sehr ungleichmässig verteilt, so dass es zusammen mit den Leukoxenbildungen in einzelnen Flecken überhandnimmt und eine ophitische Einklemmungsmasse zwischen den Feldspatleisten ausmacht, während das Erzmineral im grössten Teil der Gesteinsmasse in Form von zerstreuten Körnern auftritt. Chlorit erscheint in diesem Gestein nur in sehr kleinen Men-

gen zusammen mit einem schmutziggrünen Biotit, der beinahe gleichmässig durch die ganze Masse verteilt ist. Nur an einigen Stellen hat er sich zusammen mit dem Erz etwas dichter gruppiert. Auch der Leukoxen ist etwas ungleichmässig verteilt und hat kein konstantes Verhältnis zum Erz. Ausser dem Leukoxen werden noch einige grössere Körner Titanit ohne Kristallform beobachtet.

Die Mandelhohlräume sind mit Quarz und Erz oder mit Chlorit ausgefüllt. Immer wird jedoch ein dünner Streifen von Muskovit, teilweise auch Biotit am Rande wahrgenommen.

Die Struktur der eigentlichen Keratophyre ist gewöhnlich eine trachytoide, und in den gröberen Modifikationen haben die subparallelen Albitleisten eine Länge von 0.08—0.25 mm und eine Dicke 0.02—0.05 mm. In dieser Grundmasse liegen Einsprenglinge, die eine Länge von 0.54 mm und eine Dicke von 0.33 mm erlangen können. In diesen Modifikationen kann die Verteilung des Erzes ganz gleichmässig sein.

In den feinkörnigen Gesteinen ist die Verteilung des Erzes in der Regel ungleichmässig; gewöhnlich bilden die Erzkonzentrationen ein Feld um die Mandelräume, bisweilen liegt innerhalb dieser Felder jedoch nur ein körniges Aggregat von Albit und Quarz ohne eine bestimmte äussere Begrenzung. Ausserhalb der Felder von Erzanreicherung kann die Feldspatmasse beinahe frei von Erzkörnern sein. Die isoliert liegenden, sowohl grösseren als kleineren Erzkörner haben oft Oktaederform. Diese Tatsache sowie der Umstand, dass in den Erzkonzentrationen auch dieser trachytoiden Gesteine bisweilen eine ophitische Anordnung des Feldspats beobachtet werden kann, scheinen dafür zu sprechen, dass das Erz frühzeitig auskristallisiert hat und nicht etwa bei späteren Umwandlungen entstanden ist. In dieselbe Richtung deutet auch die Bildung der Felder von Erzkonzentration um die Mandelräume herum, weil diese Stellen besondere Zentren der Kristallisation beim Ausweichen der Lösungsmittel gewesen sind.

Dazu kommt noch der Umstand, dass zusammen mit den oben beschriebenen Gesteinen solche mit schlackiger Struktur auftreten, mit gewundenen Teilchen verschiedener Korngrösse und Struktur. Auch die Fließstruktur hat in diesen Teilchen einen geschlängelten Verlauf.

Ferner haben wir tuffitische Bildungen desselben Materials mit vollkommen deutlicher Tuffstruktur.

Durch diese Tatsachen wird es augenscheinlich, dass derartige Gesteine wirkliche, aus keratophyrischem Magma entstandene Effusivgesteine darstellen, die ihre Zusammensetzung durch irgendwelche

Umwandlungsprozesse nicht in einem beträchtlicheren Masse haben ändern können.

Durch sekundäre Prozesse sind indessen die folgenden Erscheinungen hervorgerufen: Ausfüllung der Mandelräume, Leukoxenbildung, Serizitbildung, Karbonatbildung und wahrscheinlich auch Bildung von Chlorit und Biotit.

Die Ausfüllung der Mandelräume hat in verschiedenen Fällen in sehr ungleicher Weise stattgefunden, ohne dass man jedoch bisher eine Regel darüber hat aufstellen können. In einigen Fällen sind sie beinahe gänzlich von körnigem Quarz, in anderen wiederum von Kalkspat eingenommen. Öfters aber haben daran mehrere andere Minerale teilgenommen. Solche sind: Serizit, Biotit, Chlorit, Epidot und Erz.

Die Verteilung des Leukoxens ist der des Erzes nicht analog, weswegen die Ausscheidung des Magnetits und des Titaneisens nicht gleichzeitig gewesen zu sein scheint. Die Serizitbildung ist manchmal durch die ganze Gesteinsmasse gleichmässig verbreitet, oft aber zu Streifen konzentriert. Bei reichlicherer Karbonatbildung bleibt die Serizitbildung aus, indessen brauchen sie einander nicht auszuschliessen, weil die beiden z. B. an der Mandelbildung zusammen teilnehmen können. Der schmutziggrüne Biotit und der grasgrüne Chlorit hängen immer zusammen und können einander ersetzen. Darum scheinen sie beide sekundärer Bildung zu sein.

CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER KERATOPHYRE.

Zur quantitativen chemischen Analyse wurde ein sehr feinkörniges, beinahe dichtes Gestein vom Scheitel des Orshoavi, westlich des kleinen Sees mit einer Höhe von 252 m ü. M., benutzt. Mit blossem Auge lassen sich keine Einsprenglinge beobachten, aber unter dem Mikroskop sind in einer trachytoidischen Grundmasse grössere, unregelmässig geformte Leisten von Albit sichtbar. In der Grundmasse haben die Albitleisten eine Länge von 0.05—0.08 mm und eine Dicke von 0.008—0.016 mm. Ausserdem werden etwas unregelmässig verteiltes Erz, Leukoxen und Kalzit wahrgenommen, dazu noch ein wenig Chlorit und Apatit. Die Erzkörner haben eine Grösse von 0.005—0.03 mm und oft Oktaederform.

Gemäss der Analyse (Tab. XXI) steht die Zusammensetzung nach der Zusammenstellung von Niggli sehr nahe den natronsyenitischen Magmentypen. Nur die *c*-Zahl zeigt eine beträchtlichere Abweichung von dem von Niggli angegebenen Mittel 10, gegenüber dem Betrage 17 in unserem Falle. Die *fm*-Zahl ist jedoch etwas niedrig. Erstere

lässt sich indessen durch das reichliche Auftreten von sekundärem Kalzit (5.25 %) erklären, letztere vielleicht durch die ungleichmässige Verteilung des Erzminerals.

Der Feldspat besitzt die normative Zusammensetzung Or_{21} , und er hat sich ursprünglich gänzlich zu Albit auskristallisiert. Jetzt hat er eine etwas unebene Beschaffenheit aber zeigt kein Anzeichen zur perthitischen Struktur.

Sonst zeigen diese Gesteine sowohl petrographisch als auch chemisch grosse Ähnlichkeit mit den Syeniten und Syenitporphyren des Kiirunavaara, beschrieben von Geijer (1910). Die Ähnlichkeit wird noch erhöht durch die nahe geologische Beziehung, in welchem die syenitischen Gesteine in beiden Gebieten zu den Grünsteinen stehen (Sundius 1915). Auch die sog. Arvidsjaur-Porphyre sind ihnen sehr ähnlich (E. Grip 1937).

Unten sind einige Analysen des Vergleichs halber zusammengestellt (Tab. XXII). Die geologischen Schlussfolgerungen müssen jedoch weiterhin aufgeschoben werden, bis diese Bildungen einer genaueren Untersuchung unterzogen worden sind.

Tab. XXI. Quantitative Zusammensetzung eines Keratophyrs vom Scheitel des Orshoavi. G. T. An. Nr. 374. Anal. Harald Lönnroth.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl	Norm		
SiO ₂	55.52	9207	or	16.86	} 80.17
TiO ₂	1.38	172	ab	59.49	
Al ₂ O ₃	16.05	1570	an	3.82	
Fe ₂ O ₃	5.84	366	Σ sal	80.17	
FeO	2.74	381	wo	1.16	1.16
MnO	0.12	17	di	2.13	} 2.48
MgO	0.47	117		0.35	
CaO	4.90	874	ol	0.14	} 0.16
Na ₂ O	7.01	1131		0.02	
K ₂ O	2.85	302	cc	5.25	5.25
P ₂ O ₅	Sp.		mt	4.84	} 9.96
H ₂ O +	0.62		he	2.51	
H ₂ O—	0.07		il	2.61	
CO ₂	2.31	525	Σ fem	19.01	
	99.88			H ₂ O	0.69
CIPW-System II.5.1.2. —					99.87

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	k	mg
— 32.5	179.5	30.6	22.1 + 2.3	17.0	28.0	0.21	0.09

Tab. XXII. Analysen über die Syenite und Syenitporphyre von Kiirunavaara.

	1.	2.	3.
SiO ₂	53.31	59.57	60.78
TiO ₂	1.80	1.82	2.14
Al ₂ O ₃	14.19	15.14	14.95
Fe ₂ O ₃	10.92	5.50	4.04
FeO	4.29	1.62	2.27
MnO	0.06	0.36	0.07
MgO	1.96	2.46	2.39
CaO	4.38	3.42	3.22
BaO	0.04	—	—
Na ₂ O	6.27	6.13	5.81
K ₂ O	2.19	3.27	3.53
P ₂ O ₅	0.43	0.0	0.01
H ₂ O +	0.40	0.57	0.53
H ₂ O —	0.15	—	0.18
S	0.01	—	—
	100.25	99.86	99.74

- 1 Syenit, W von Geologen, Kiirunavaara.
 2 » »
 3 Syenitporphyr NW- »

MIKROKLIN-MAGNETIT-GESTEINE.

Am Mittellauf des Pikku-Kolosjoki sind an der nördlichen Seite an einer Stelle auch mikroklinreiche Gesteine angetroffen worden.

Unten im Flusstale stehen grobe Arkose an und gehen in 30° SSE fallende Phyllite über. An der nördlichen Seite des Flusses zuunterst im Abhange, zuoberst im stratigraphischen Sinne, wurden dunkle, dichte Mandelsteine angetroffen, die unter dem Mikroskop eine schlackige Struktur aufweisen, mit plastisch deformierten Teilchen, bestehend aus Leisten von Albit und ophitisch zwischen ihnen liegenden Magnetitaggregaten. Der Albit ist teils homogen, teils aber zu in verschiedenen Richtungen auslöschenden Körnern granuliert. Auch im letzteren Falle ist die gerade Leistenform in der erzreichen Masse noch unverändert erhalten geblieben. In einigen Fällen kann die Masse Fliesstruktur annehmen und bisweilen sogar äquidimensional körnig werden.

Ausser dem Albit tritt noch ein äusserst zart gitterlamellierter Mikroklin in beträchtlicher Menge auf, ausserdem etwas chloritisierter Biotit und Serizit.

Die Höhlungen zwischen diesen Teilchen werden von einer feinkörnigen Quarzmasse, mit etwas Chlorit und am Rande auch Serizit, eingenommen. Die Höhlungen sind durch Streifen von Serizit miteinander verbunden.

Höher am Abhange, stratigraphisch unterhalb der vorhergehenden Stelle, findet sich ein Gestein mit noch ungleichmässigerer Verteilung des Erzes, bisweilen mit ophitischem Feldspat, teils mit körnigem Gefüge. Dazu Biotit, Leukoxen und Epidot, welche ebenso ungleichmässig verteilt sind. Gelegentlich kommt Biotit an den erzreichen Stellen reichlich vor, an anderen Stellen wieder Leukoxen und Epidot. Ein grosser, vielleicht der grösste Teil des Feldspats, besteht aus einem sehr zart gitterlamellierten Mikroklin. Auch die Mandelräume sind von grobem, fein gitterlamelliertem Mikroklin eingenommen.

Darauf folgt ein gröberes, gleichmässiger zusammengesetztes Gestein. In diesem werden bis 1.7 mm lange und 0.6 mm dicke Einsprenglinge fein gitterstruieren Mikroklin in einer feinkörnigen Masse von ähnlichem Mikroklin und Magnetit wahrgenommen. Das Erz ist von reichlichem Leukoxen, Epidot und etwas Chlorit sowie Biotit begleitet.

In den Mandelräumen ist äusserst feinkörniger Quarz abgesetzt, darauf folgt eine Zone Chlorit und danach häufig intensiv gelbbrauner Biotit, wie oben (S. 97) beschrieben, und zuinnerst Quarz gröberer Korn mit Mikroklin, bald der erstere bald der letztere überwiegend, sowie mit ihnen oft der gelbbraune Biotit.

Diese Gesteine wurden nur auf dieser einen Stelle beobachtet und auf ihr geologisches Auftreten hin nicht eingehender untersucht. Deswegen sei darauf verzichtet, über ihre primäre oder sekundäre Entstehung etwas zu sagen.

Die Gitterstruktur im Feldspat dieser Gesteine ist zart aber immer eben. Sie beweist indessen keineswegs, dass dieser Feldspat ein Kalifeldspat ist, denn ähnliche gitterstruierte Feldspate sind gewöhnlich z. B. in den Syeniten und Syenitporphyriten des Kirunagebietes, wo ihre antiperthitische Ausbildung zeigt, dass sie albitische Zusammensetzung haben. Es ist wahrscheinlich, dass auch diese ähnliche Natronmikrokline sind, entstanden aus Anorthoklas.

GANGGESTEINE.

INTRUSIVGÄNGE.

Ausserhalb des Gebietes der Tunturi-Formationen, sowohl nördlich als südlich von ihm, sind im älteren Grundgebirge Trappgänge angetroffen worden (Hausen). Diese stehen wahrscheinlich in Zusammenhang mit der Eruption der zu diesen Formationen gehörigen basaltischen Lavenergüsse. Innerhalb dieser Formationen sind Intrusive mit deutlich intrusiver Erscheinungsform nur in der Zone der Mandelsteine beobachtet worden (S. 121), dagegen nie in Gangform. In den inneren Teilen der Formationsgruppe sind Intrusivkontakte so gut wie unbekannt. Selbst in der reichlich intrudierten erzführenden Zone sind an den Grenzen der grossen Intrusivplatten deutliche Intrusivkontakte, wie schon oben angedeutet, nie gefunden worden.

Deutlich sich durchsetzende Intrusivgänge sind in der Zone der Intrusivgesteine bis heute nur an zwei Stellen, beide an der östlichen Abdachung des Kaulatunturi (700 m P₁ 190 m S und 920 m P₁ 195 m S), angetroffen worden. An beiden Stellen wird der braunen Amphibol und Pyroxen enthaltende Serpentin von dunklen, feinkörnigen Gängen mit einer Breite von einigen dm durchsetzt. Gegen das Nebengestein zeigen die Gänge eine 15—20 mm mächtige, dichte Randmodifikation, von welcher die äusserste 4—10 mm breite Zone gegen die Grenze dem blossen Auge fibrig erscheint und einen schwachen Seidenglanz besitzt.

Unter dem Mikroskop werden im Nebengestein grosse, siebartig durchlöchernte Körner von Pyroxen und mit ihm parallel zusammengewachsener, brauner Amphibol beobachtet. Der Pyroxen ist indessen grösstenteils in einen Chlorit mit schwacher Farbe und schwacher Doppelbrechung umgewandelt worden und mit farblosem Amphibol umwachsen, welcher auch die chloritisierten Partien umrandet. Auch die Zwischenmasse besteht zum grossen Teil aus diesem Mineral in Form eines filzigen Gewebes.

Die Gangmitte besteht aus einer inhomogenen Masse, die aus Gruppen brauner Amphibolkörner höchstens von 0.7 mm Länge und bis 0.17 mm Dicke, sowie aus zwischen diesen Gruppen liegenden, farblosen Flecken von Serpentin und Chlorit, von farblosen Amphibolnadeln durchwachsen. Diese Flecken haben oft deutliche Formen des Olivins, mitunter aber auch lange, den Feldspatleisten ähnelnde Formen. Ausserdem kommen noch etwas grüner Amphibol sowie kleine Körner von Erz und Leukoxen vor. Nach dem Gangrande zu wird die Korngrösse kleiner und die Verteilung der Bestandteile

gleichmässiger, wodurch die Formen der Pseudomorphose nach Olivin noch deutlicher hervortreten. Auch die Menge des farblosen Amphibols nimmt zu, und er bildet eine filzige Zwischenmasse zwischen den zerstreuten kleinen Körnern braunen Amphibols. Von einer gewissen Grenze an verändert sich die Struktur des farblosen Amphibols, indem die Nadeln dünner und länger werden und sie alle in paralleler Ordnung beinahe senkrecht gegen die Ganggrenze gerichtet sind. Die winzigen Körner des braunen Amphibols sind aber richtungslos. Die Pseudomorphosen erscheinen hier noch spärlicher, sind aber nicht kleiner. Sie sind vom farblosen Amphibol völlig ausgefüllt, ihre Grenzen werden undeutlicher und die Formen in der Richtung des Amphibols ausgezogen. An der Ganggrenze schliessen sie sich oft an die Pseudomorphosen des Nebengesteins an, und auch sonst ist die Grenze etwas undeutlich, weil der farblose Amphibol über sie hinweggewachsen ist.

Diese scharf gegen die Gangmitte begrenzte Randzone muss wohl als eine z. T. glasige Erstarrung am Gangrande aufgefasst werden. Das intrudierte Magma scheint schon beim Hervordringen ausgeschiedene Olivinkörner enthalten zu haben. Die Gangbildung scheint, ehe der farblose Amphibol im Nebengestein zur Ausbildung gelangte, entstanden zu sein, und der Amphibol dürfte sich in beiden gleichzeitig gebildet haben.

Die glasige Erstarrung am Gangrande zeigt, dass das Nebengestein beim Eindringen des Ganges schon erkaltet war, und der Gang kann nicht als primäre Bildung und zu derselben Intrusion gehörig wie das Nebengestein aufgefasst werden. Das spricht also dafür, dass die verschiedenen Intrusionen nicht gleichzeitig eingedrungen sind, und da Gänge gewöhnlich nur nach oben von Magmenintrusionen aus eindringen, deutet diese Gangbildung darauf hin, dass wenigstens ein Teil der niedrigeren Intrusionen später als die oberen eingedrungen ist.

Eine quantitative chemische Analyse über den mittleren Teil des Ganges wurde von H. Lönnroth ausgeführt (Tab. XXIII). Gemäss dieser Analyse gehört das Ganggestein in der Nigglichschen Systematik zum pyroxenitisch-koswitischen Magmentypus. Die Zusammensetzung des Gesteins weicht stark sowohl von derjenigen der früher beschriebenen Grenzmodifikation als auch von anderen basischen Ausscheidungen ab. Besonders die Zusammensetzung des normativen Feldspats scheint darauf hinzuweisen, dass das Gestein eine spilitische Metamorphose erfahren hat.

Tab. XXIII. Quantitative Zusammensetzung eines Ganggesteins vom Kaulatunturi. G. T. An. Nr. 482. Anal. Harald Lönnroth.

	Gew.-Proz.	Mol-Zahl	Norm		
SiO ₂	45.10	7 479	or	2.18	} 24.33
TiO ₂	2.80	350	ab	11.52	
Al ₂ O ₃	6.53	639	an	10.63	
Fe ₂ O ₃	2.00	125	Σ sol	24.33	} 31.00
FeO	12.17	1 694	di	23.05	
MnO	0.11	15		0.10	
MgO	16.51	4 095		7.85	} 9.25
CaO	9.89	1 763	hy	6.63	
Na ₂ O	1.36	219		0.03	
K ₂ O	0.37	39		2.59	} 24.10
H ₂ O +	2.67		ol	16.73	
H ₂ O —	0.17			0.17	
S	0.01	3		7.20	} 8.21
NiO	0.06	8	mt	2.89	
	<u>99.75</u>		il	5.32	
			pr	0.02	0.02
			Σ fem	72.59	
CIPW-System IV.1.2.1.2. —				<u>H₂O</u>	2.84
					99.75

Nach Niggli:

qz	si	al	fm	c	alk	mg	k
— 46	85.8	7.3	22.6 + 46.9	20.2	3.0	.68	.15

AXINITGÄNGE.

Im Untersuchungsgebiet sind zahlreiche Gänge von Axinit aufgefunden worden. Sie sind meist scharfbegrenzte und geradlinige Spaltengänge mit einer Mächtigkeit von wenigen mm bis zu ca. 10 cm. Bisweilen aber, wie z. B. nahe dem Triangelpunkt des Kaulatunturi, sind ihre Begrenzungen verwischt. Indessen sind diese Gangbildungen nur in den Gabbro- und Dioritgesteinen der intrusiven Reihe oder in den doleritischen Diabasen, nie aber in den Serpentin und in den Phylliten oder in den feinkörnigen Diabasen angetroffen worden.

Die mikroskopische Untersuchung hat gezeigt, dass diese Gänge selten allein auftreten oder gegen das Nebengestein scharf abgegrenzt sind, vielmehr wird neben dem Hauptgang eine Reihe von

schmaleren oder breiteren Spalten und Rissen beobachtet, in denen sich auch Axinit abgesetzt hat. Der Axinit hat sich zu tafelligen Individuen ausgebildet, und diese liegen entweder ohne jede Richtung oder haben sich in paralleler Anordnung senkrecht gegen den Gangrand gestellt. Nach der Bildung des Axinit haben noch Bewegungen in der Spalte stattgefunden und seine Biegung oder Zermalmung längs gewissen Zonen verursacht. Im übrigen ist zu beachten, dass die Bildung der Axinitgänge keine merkliche Veränderung im Nebengestein hervorgerufen hat.

SEKRETIONSGÄNGE.

Häufiger als die oben beschriebenen Gangbildungen, die aus einem dem Nebengestein fremden Material bestehen, sind im Untersuchungsgebiet Gänge, deren Bestandteile aus dem Nebengestein selbst deriviert worden sind. Aber auch zu diesen Gängen gehören zwei verschiedene Bildungen: Strahlstein- oder Kalzit-Strahlstein-Gänge und Chrysotil- oder Magnetit-Chrysotil-Gänge. Diese beiden Arten von Gangbildungen treten nur in den Gesteinen der Intrusivreihe auf, die ersteren in allen diesen Gesteinen, die letzteren nur in den Serpentin. Die Strahlstein- oder Kalzit-Strahlstein-Gänge kommen auch öfters in den Serpentin vor, sind aber ausserdem auch in den stärker umgewandelten Teilen der anderen Intrusivgesteine beobachtet worden.

In den Kalzit-Strahlstein-Gängen variiert das Mengenverhältnis zwischen den beiden Bestandteilen in weiten Grenzen in verschiedenen Teilen eines Ganges, sogar in einem Querschnitt, kann die Zusammensetzung der Gangfüllung von beinahe reinem Kalzit bis zu reinem Strahlstein abwechseln. Der Kalzit ist in derselben Weise wie der Strahlstein stengelig ausgebildet, und die Stengel liegen selten quer zum Gange, häufiger beinahe in der Gangrichtung, wenn auch meistens schief über den Gang gerichtet. Vielleicht hat der Karbonat sich zuerst in Form von Aragonit abgesetzt, ist aber später in Kalzit umgewandelt worden (Fig. 39).

Die reinen Strahlstein-Gänge haben immer eine feinfibrige Ausbildung, und ihr Aussehen ist sehr wechselnd. In einigen Fällen haben sie ein blättriges Aussehen, in anderen ein fibriges, asbestartiges, bisweilen wiederum einen beinahe massigen Charakter. Einmal ist die Farbe ganz hell, beinahe farblos, geht aber ins Grünliche über, ein anderes Mal kann sie dunkelgrün, chrysotilartig sein.

Auch die optischen Eigenschaften scheinen etwas variabel zu sein. Im allgemeinen sind sie vollkommen dieselben wie beim Tremolit: die Schiefe der Auslöschung $c: \gamma$ beträgt 16° — 18° , die Doppelbrechung $\gamma - a = 0.025$ — 0.027 , und der Winkel der optischen Achsen ist annähernd 90° .

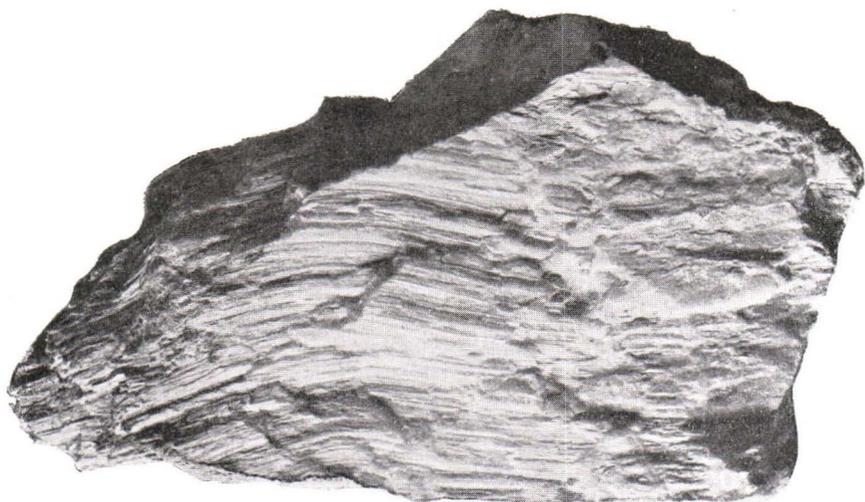


Fig. 39. Kalzit, links Strahlstein, aus einem Kalzit-Strahlstein-Gang am Onkitunturi, $\frac{2}{3}$ der natürl. Grösse.

Tab. XXIV. Analyse des Strahlsteins aus einem Gang am nördlichen Abhang des Kammikivitunturi. Anal. Harald Lönnroth.

SiO ₂	57.15	9478	
TiO ₂	0.04	5	
Al ₂ O ₃	0.83	81	
Fe ₂ O ₃	0.00	—	
FeO	5.83	811	} 5987
MnO	0.14	20	
MgO	20.79	5156	
CaO	13.22	2357	} 3057
Na ₂ O	0.52	84	
K ₂ O	0.26	28	
P ₂ O ₅	0.00	—	} 588
H ₂ O +	1.06	588	
H ₂ O —	0.20		
CO ₂	0.00		
	100.04		

Über eine Strahlsteinprobe aus einem Gang am nördlichen Abhang des Kammikivi wurde eine quantitative Analyse im Laboratorium der Geologinen Toimikunta von Herrn Harald Lönnroth ausgeführt (Tab. XXIV). Aus ihr geht hervor, dass die chemische Zusammensetzung dieser Strahlsteine bedeutend von derjenigen der Tremolite abweicht. Das Verhältnis $(\text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO}) : (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O})$ ist nur 2. Ausserdem erscheint ein Überschuss an SiO_2 . Das Mineral ist ein Gegenstand fortgesetzter Untersuchungen des Verfassers.

Die Chrysotil- und Magnetit-Chrysotil-Gänge haben verschiedenartiges Auftreten. Die ersteren finden sich nur



Klischee Geol. Toim.

Fig. 40. Spaltengänge von Chrysotil im Serpentin beim See Vilgiskveljaur. Massstab 2:13.

an einer Stelle, beim Vilgiskveljaur (5 150 m P₃ 480 m N), wo zahlreiche derartige Gänge im Serpentin parallel zum Streichen und Fallen der Phyllitzone liegen (Fig. 40). Die Magnetit-Chrysotil-Gänge sind viel häufiger, und auch sie treten immer in grosser Zahl, aber mit grösseren Abständen voneinander auf. Dieses System verläuft ebenfalls parallel zum Streichen und Fallen der Phyllite (Fig. 41) und solche Gangsysteme kommen an folgenden Stellen vor: am Scheitel des Kaulatunturi und des Kotselvaara, an der nördlichen Böschung des Westl. Ortoaivi und beim Soukerjoki östlich von unserer Spezialkarte. An allen diesen Stellen ist die Breite der Serpentinzone ausserordentlich gross, und am Westabhang des Kotsel-

vaara zeigt es sich, dass diese Breite durch die horizontale Lage und nicht durch das Anschwellen der Serpentinintrusion verursacht worden ist. Dasselbe ist wahrscheinlich auch am Kaulatunturi der Fall, weil



Fig. 41. Magnetit-Chrysotil-Gänge im Serpentin beim Soukerjoki.

der Serpentin hier nur eine Fortsetzung der Intrusion vom Kotselvaara ausmacht. Darum ist es wahrscheinlich, dass diese Spalten im Serpentin durch die Bewegung in nördlicher Richtung hervor-



Fig. 42. Magnetit-Chrysotil-Gänge am Kaulatunturi.

gerufen sind (S. 31), weil nur diese Bewegungsrichtung, nicht aber die Bewegungsrichtung nach ESE, die horizontal liegenden Intrusivplatten überschneidet.

Beide Arten von Gängen haben nur geringe Breite, und weil ausserdem der Chrysotil technisch kurz und spröde ist, haben sie keine

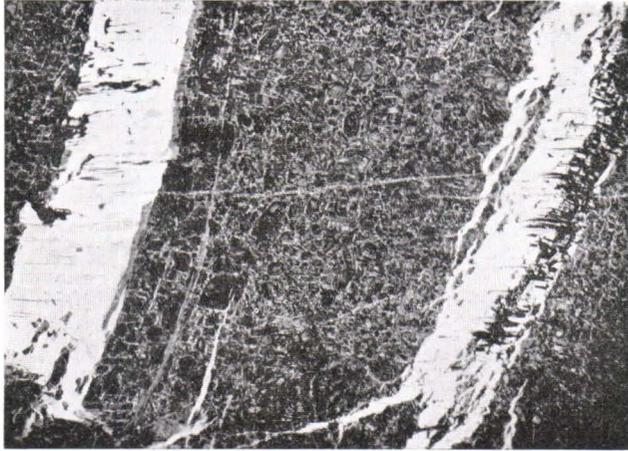


Fig. 43. Magnetit-Chrysotil-Gänge in Serpentin am Kaulatunturi. Vergröss. 4.5 ×.

praktische Bedeutung. Die Magnetit-Chrysotil-Gänge finden sich nicht in hoher Anzahl dicht nebeneinander, sondern gleichmässig in Abständen von $\frac{1}{4}$ —1 m über grössere Flächen verteilt. Der Magnetit liegt in der Gangmitte und der Chrysotil an den Rändern (Fig. 42 und 43).

MAGMATISCHE ENTWICKELUNG DER ERUPTIVGESTEINS-SERIEN.

TEKTONIK UND MAGMENENTWICKELUNG.

Früher sind wir auf Grund der tektonischen Analyse zu dem Schluss gekommen, dass die Tunturi-Formationen in Petsamo in verschiedenen Gebieten entstanden sind und nachher bei der tektonischen Entwicklung des Untersuchungsgebietes als Decken übereinander geschoben worden sind.

In der vorliegenden Arbeit sind hauptsächlich einige Formationen, die nur Teile der eigentlichen Fjeldgruppe Petsamontunturit erfassen,

einer eingehenden petrologischen Untersuchung unterzogen worden. Diese Formationen gehören zu den allochthonen Teilen der Formationsgruppe und sind von den wahrscheinlich autochthonen Bildungen der Fjelde Orshoavi und Maajärventunturit durch eine ausgeprägte Bewegungslinie getrennt. Diese letztgenannten Teile der Tunturi-Formationen sind petrologisch noch nicht eingehender untersucht worden, indessen reichen schon die bekannten Tatsachen aus, um zu zeigen, dass diese Bildungen sich auch hinsichtlich ihrer magmatischen Entwicklung von den obigen unterscheiden (Diabasmandelsteine—Syenite).

In bezug auf das Gebiet der Petsamontunturit haben wir gesehen, dass hier die verschiedenen effusiven Diabase quantitativ die Hauptrolle spielen, während die Intrusive die speziellen Bildungen der erzführenden Zone darstellen. In Anbetracht der magmatischen Entwicklung verdienen die letzteren aber besondere Beachtung, weil die magmatische Differentiation in ihnen eine sehr schöne Entfaltung erlangt hat, jedoch in einer anderen Richtung als in den vorhergehenden. (Serpentine, Gabbros bis Quarzdiorite).

An der Südseite der Fjeldgruppe Petsamontunturit sind weite Gebiete, in denen der Gesteinsgrund so wenig aufgeschlossen ist, dass wir von diesen Teilen der Tunturi-Formationen sehr dürftige Kenntnis haben. Doch kennen wir auch in diesem Gebiete eigenartige Züge magmatischer Entwicklung (Pyroxenite—Quarzdioritporphyrite), die in anderen Teilen nicht angetroffen worden sind.

Es scheint mir, dass durch diese Besonderheiten das Resultat der tektonischen Analyse nur unterstützt wird.

DAS GEBIET DER PETSAMONTUNTURIT.

Das Feldspatdiagramm.

Häufig wird zur Darstellung der Entwicklung des feldspatigen Anteils das Feldspatdiagramm angewandt. Zu diesem Zweck wird einfach die Summe der aus den chemischen Analysen berechneten, normativen Feldspate auf 100 umgerechnet und in eine Triangelprojektion eingetragen.

Im folgenden werden wir einige Fragen der magmatischen Entwicklung in den oben behandelten Gesteinen in dieser Weise beleuchten (Fig. 44).

Früher ist einer Grenzmodifikation der Intrusivgesteine besondere Beachtung zugewandt worden, weil sie auf den ersten Blick ein Verfestigungsprodukt des primären Intrusivmagmas darstellt und

insofern seine Zusammensetzung angibt. Bei näherer Betrachtung erscheint dies jedoch nicht sichergestellt, wie wir gesehen haben (S. 39—40 u. 66). Daher wollen wir auf Grund der oben gegebenen chemischen Daten auf diese Frage noch ausführlicher eingehen.

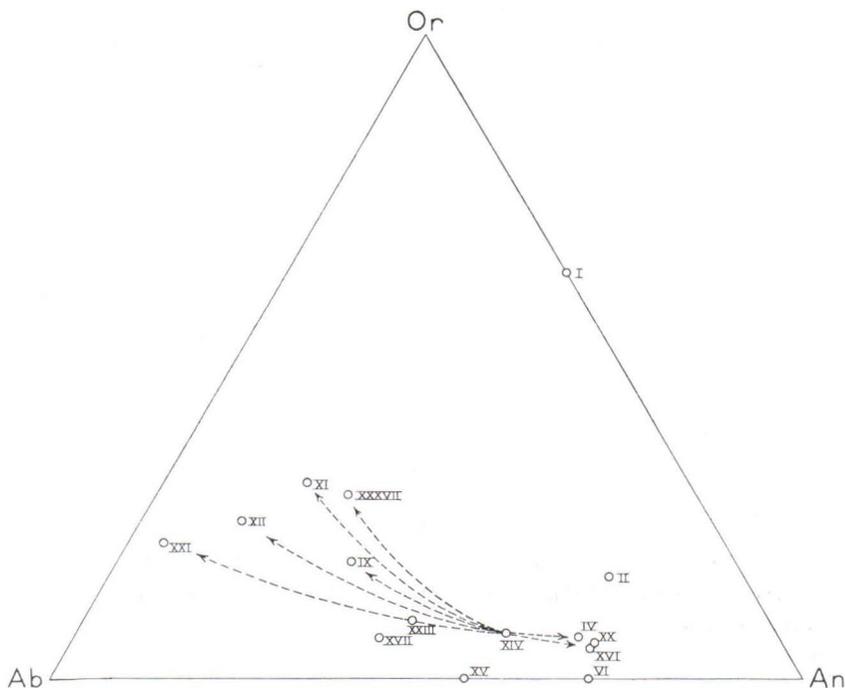


Fig. 44. Das Feldspatdiagramm. Die römischen Ziffern neben den Punkten beziehen sich auf die betr. Tabellen. Der Punkt XXXVII gibt den Quarzdioritporphyrat vom Porjetash an.

Im Feldspatdiagramm fällt der Projektionspunkt der oben erwähnten Grenzmodifikation (IV) beinahe mit zwei anderen Punkten zusammen. Diese beiden Punkte bezeichnen zwei basische Modifikationen von Diabasen; der eine gehört den feinkörnigen, der andere den doleritischen Diabasen (XVI und XX). Ausserdem haben zwei Analysen über pyroxenhaltige Serpentine beinahe dasselbe Resultat ergeben (II und VI).

Die Bildung der zwei letzteren Gesteine ist nach der obigen Behandlung (S. 52) sicherlich durch eine Akkumulation der zuerst ausgeschiedenen Kristalle, hauptsächlich von Olivin und Pyroxen im Magma zu erklären. Auch die Bildung der basischen Ausscheidungen von Diabasen ist am leichtesten in dieser Weise zu verstehen. Der

Feldspat dieser Gesteine hat die Zusammensetzung 67—70 % An. Andererseits ist ein Feldspat mit bis zu 70 % steigendem Anorthitgehalt in einem analysierten, feinkörnigen Diabas (S. 107) angetroffen, während der normative Anorthitgehalt desselben Gesteins nur 57 % ausmacht (XIV). Es ist also nur der zuerst ausgeschiedene Anteil des Feldspats, der den hohen Anorthitgehalt erreicht hat. Weil nur alle die obengenannten fünf Analysen, darunter auch die erwähnte Grenzmodifikation, beinahe diese Zusammensetzung für die normativen Feldspate zeigen, dürfte dieser Umstand beweisen, dass alle diese Gesteine durch eine Akkumulation oder wenigstens durch eine bedeutende Anreicherung der zuerst aus dem Magma ausgeschiedenen Bestandteile, daneben auch des Feldspats, ihre Zusammensetzung erhalten haben. Weil aber der zuerst ausgeschiedene Feldspat bei allen diesen Gesteinen, sowohl bei den intrusiven als auch bei den effusiven, auch bei den doleritischen, dieselbe Zusammensetzung hat, dürfte das primäre Magma aller dieser Bildungen sehr ähnlich gewesen sein. Es ist also wahrscheinlich, dass das Ursprungsmagma ungefähr die Zusammensetzung des feinkörnigen Diabases, Anal. XIV, S. 108, gehabt hat.

Auf dieser Grundlage lassen sich alle die analysierten Gesteine sehr leicht nach dem Feldspatdiagramm erklären. Im Serpentin Anal. I ist kein Feldspat vorhanden gewesen, sondern nur Biotit, dessen Al_2O_3 -Überschuss über den Kalifeldspat zusammen mit vorhandenem CaO bei der Normberechnung Anorthit ergeben hat. Der Punkt entspricht der Zusammensetzung $\text{Or}_{65}\text{An}_{35}$. Nach der Formel $(\text{K},\text{H})_2\text{Mg}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ ergibt sich beim Verhältnis $\text{K}:\text{H} = 1$ die Zusammensetzung An_{20} , wechselt aber nach den Biotitanalysen bis An_{28} . Der Biotit in den Serpentin der Petsamontunturit erscheint indessen immer chloritisiert, wodurch die Kalimenge noch vermindert ist.

Der Projektionspunkt des Pigeonit-Serpentins, Anal. II, ist durch das Zusammentreffen von Biotit und dem Feldspat An_{72} bestimmt, und der pyroxenhaltige Serpentin von Anal. VI ist frei von Biotit gewesen.

Wird nun nach dem, was oben gesagt ist, für das Ursprungsmagma der Intrusivserie die Zusammensetzung des feinkörnigen Diabases vom Ortoaivi, Anal. XIV, angenommen und für den zuerst ausgeschiedenen Feldspat die Zusammensetzung An_{70} mit wenigen Proz. vom Kalifeldspat vorausgesetzt, so wird die Entwicklung des Restmagma gegen den Punkt IX im Diagramme, d. h. den Feldspatbestand des Gabbros von Kammikivitunturi, gerichtet sein. Dieser Punkt wird indessen nur unter der Voraussetzung erreicht, dass eine

starke Fraktionierung stattfindet, fortwährend die ganze ausgeschiedene Feldspatmenge aus der Rückstandlösung gesondert wird, ohne mit ihr das Gleichgewicht zu halten (Bowen 1928). Unter derselben Voraussetzung erreicht das Restmagma weiter den Feldspatbestand des Quarzdiorits vom Kaulatunturi, Anal. XII. Dieses Resultat wird jedoch nur in einzelnen Fällen erreicht.

In dieser Weise erzielen wir folgendes Bild von der magmatischen Entwicklung der Intrusivserie der Petsamontunturit: Zuerst eine rasche Ausscheidung und Fraktionierung von Olivin, bis ein leichter SiO_2 -Überschuss entsteht, weiter noch Fraktionierung von Pyroxen, dann auch zuweilen die von Feldspat, meist aber eine allmählichere Ausscheidung des letztgenannten mit begrenzter Fraktionierung. Dies stimmt überein mit der Tatsache, dass die Gabbros seltsam sind und keine Anorthosite im Gebiet auftreten, denn Gesteine, welche Hausen als Anorthosite bezeichnet hat, sind eben die Quarzdiorite. Das letzte Stadium der Entwicklung setzt einen reichlichen Gehalt an Lösungsmitteln im Magma voraus. Diese werden aber bei der Serpentinisierung des Olivinsteinges verbraucht, ohne dass sie eine beträchtlichere Einwirkung auf die Phyllite ausüben können.

Zwei von diesem Entwicklungszweige abweichende Gesteine, Analyse XV und XVII, gehören zu den spilitisch umgewandelten Diabasen, die anderen werden wir unten etwas eingehender besprechen.

Gabbro-Diorite.

Ausser dem oben angedeuteten Zweige der magmatischen Entwicklung in der Intrusivserie gibt es noch eine andere Richtung, die durch andere Voraussetzung bedingt ist. Sie ist durch die Gabbro-Diorite vertreten. Bei dieser Reihe von Gesteinen weicht die Entwicklung des Magmarückstandes von der oben angegebenen geraden Richtung nach der Seite des Kalifeldspates ab, und dieses ist durch eine geringere Fraktionierung bei der Auskristallisierung des Feldspates hervorgerufen.

Im Diagramm ist der Feldspatbestand des analysierten Gabbro-Diorits durch den Punkt XI gegeben. Der letzte Magmarückstand ist jedoch bedeutend weiter gewandert, denn die Ausscheidung von Kalifeldspat zeigt, dass er die Grenzlinie der Sättigungsfelder von Plagioklas und Kalifeldspat erreicht hat.

Die Ausscheidung von Kalifeldspat nach dem Plagioklas ist indessen keine einfache Sache. Die Kombination Albit-Orthoklas ist zwar ein eutektisches System, wie J. H. L. Vogt schon im J. 1905 gezeigt hat, darüber scheint kein Zweifel zu bestehen, und der eutek-

tische Punkt liegt nach Vogts statistischem Diagramm bei ca. 40 % Or. Dagegen ist das Verhalten des Anorthits zum Orthoklas ganz unbekannt. In der Natur tritt der anorthitreiche Plagioklas nie mit dem Orthoklas zusammen auf, auch fehlen experimentelle Untersuchungen. Ebenfalls hier hat man gewöhnlich ein eutektisches Verhalten angenommen, aber Bowen hat eine andere Auffassung dargelegt. Er hat seine Aufmerksamkeit darauf gerichtet, dass in den Gesteinen, in denen der Kalifeldspat zusammen mit dem anorthitreichen Plagioklas (Labrador—Andesin) auftritt, der erstere um den letzteren herum gebildet ist (die Antirapakiwistruktur). Diese Struktur ist nach der Ansicht Bowens nicht vereinbar mit dem eutektischen Verhalten dieser Minerale zueinander, sondern spricht vielmehr dafür, dass der Kalifeldspat in Kombination mit Anorthit inkongruent schmilzt.

Es ist nun von Interesse, dass der Kalifeldspat auch hier dasselbe Verhalten gegenüber dem Plagioklas zeigt. Von Bedeutung ist auch der Umstand, dass der Kalifeldspat den Plagioklas deutlich verzehrt hat, was ebenso auf das inkongruente Schmelzen von Kalifeldspat in diesem System hindeuten konnte.

Andererseits, wie Vogt (1926) besonders hervorgehoben hat, geht die Ausscheidung des Orthoklases in den Gesteinen, wo er die erste Auskristallisation bildet, vollkommen analog mit der Ausscheidung des Plagioklases in den entsprechenden Gesteinen. Wie im Plagioklas der letzteren Gesteine die Anorthitkomponente im Vergleich zum Magmarückstand angereichert wird, so wird auch die Orthoklaskomponente im Kalifeldspat der erstgenannten Gesteine angereichert. Weiter ist wahrscheinlich, dass die Anorthitkomponente im Kalifeldspat mit der Zunahme der Orthoklaskomponente abnimmt in Analogie mit der Abnahme der Orthoklaskomponente im Plagioklas bei Zunahme der Anorthitkomponente. Diese Tatsachen sprechen besonders stark dafür, dass auch das System Anorthit—Orthoklas einen eutektischen Punkt besitzt.

Dazu muss noch hervor gehoben werden, dass die Antirapakiwistruktur ein Gegenstück in der Rapakiwistruktur hat, und beide sind vielleicht in derselben Weise zu erklären. Möglicherweise dadurch, dass die Ausscheidung von Kalifeldspat nach Plagioklas (oder umgekehrt) nicht sogleich bei der Ankunft des Magmapunktes zur Grenzlinie der beiden Sättigungsfelder einsetzt, sondern die Ausscheidung des metastabil gewordenen Feldspates eine Zeit fort dauert. In dieser Weise kann der Magmapunkt bei der Bildung von Plagioklas so weit in das Sättigungsfeld des Kalifeldspates einschreiten, dass beim Ein-

setzen der Auskristallisation von Kalifeldspat der Plagioklas zum Teil verzehrt wird. In diesem Sinne spricht auch der zuletzt auf dem Kalifeldspat entstandene dünne Streifen von Albit (Fig. 32).

Quarzdioritporphyrit,

Hausen hat ein Gestein vom Fjelde Porjetash Metaandesit genannt. Nach der von ihm veröffentlichten Analyse steigt jedoch die normative Quarzmenge bis auf 24,12 %. Auch sonst gehört das Gestein nach der Systematik von Niggli zu den quarzdioritischen Magmentypen und ist darum am besten als ein Quarzdioritporphyrit zu bezeichnen. In diesem Gestein ist die magmatische Entwicklung zum höchsten SiO_2 -Überschuss im ganzen Gebiet geführt. Dies bedeutet die stärkste Fraktionierung von Olivin. Im Feldspatdiagramm liegt dieses Gestein (XXXVII) nahe dem Gabbrodiorit, was auf eine schwache Fraktionierung anorthitreichen Plagioklases hindeutet. Die Verbindung des Gesteins mit pyroxenitischen Gesteinen spricht wieder für eine starke Fraktionierung von Pyroxen. Die Entstehung dieses Gesteins dürfte also durch eine starke Isolierung nur der zuerst gebildeten Minerale vom Gesteinsmagma zustande gekommen sein.

Leider sind die geologischen Verbindungen dieses Gesteins schwer eingehender zu erforschen, weil die Gegend beinahe vollkommen mit Moräne bedeckt ist.

Keratophyr.

Einen vollständigen Gegensatz zum vorhergehenden Gestein bildet der Keratophyr von Orshoavi, XXI. In der Entwicklung des Feldspatbestandes ist dieses Gestein am weitesten gegangen, indessen besitzt es weder einen Überschuss noch einen Mangel an SiO_2 , sondern ist in dieser Hinsicht genau gesättigt. In diesem Magma ist also keine überschüssige Ausscheidung von Olivin eingetreten. Eine bedeutende Ausfällung von Pyroxen hat sicherlich stattgefunden, wodurch die *f*- und *c*-Zahlen reduziert sind, und ebenso ist die Entwicklung des Feldspatbestandes unter starker Fraktionierung fortgeschritten.

Die magmatische Entwicklung in verschiedenen Teilen der Tunturi-Formationen von Petsamo zeigt also eine einheitliche Reihe mit von unten nach oben gesteigerter Fraktionierung des zuerst ausgeschiedenen Minerals, des Olivins, aber abnehmende Fraktionierung des Feldspats.

Das Variationsdiagramm.

Bei der Aufstellung des Variationsdiagrammes haben die Analysenwerte der einzelnen Oxyde als solche nicht eingetragen werden können, weil durch die sekundären Prozesse die Wassermenge und die Oxydationsstufe des Eisens besonders bei den Serpentin in hohem Grade beeinträchtigt worden sind. Darum sind die Analysen wasserfrei und alles Eisen in FeO umgerechnet worden (Fig. 45).

Auf Grund des Feldspatdiagrammes haben wir gefolgert, dass die magmatische Differentiation bei den Eruptivgesteinen der Tun-

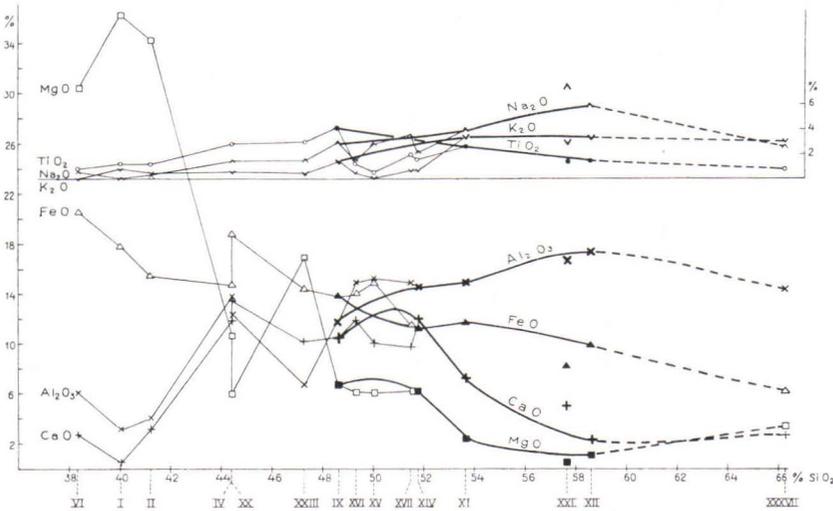


Fig. 45. Das Variationsdiagramm. Bezeichnungweise dieselbe wie in Fig. 44. Die verwandelten und durch Kristallakkumulation gebildeten Gesteine sind dünn gezeichnet.

turi-Formationen zum Teil in verschiedenen Richtungen verlaufen ist und z. T. die ursprünglichen Zusammensetzungen der Eruptive durch die hauptsächlich splitische Metamorphose bedeutende Veränderungen erlitten haben. Demzufolge war es im voraus verständlich, dass der Verlauf der Variationskurven verwischt sein muss. Indessen liegt das Hauptgewicht des Variationsdiagrammes in diesem Falle nicht im allgemeinen Verlauf der Variationskurven, sondern in den Zusammensetzungen der Serpentine. Diese wurden in das Feldspatdiagramm auf Grund ihres unbeträchtlichen und hypothetischen (normativen) Feldspatbestandes eingetragen, und aus ihrer Ver-

teilung im Diagramm wurde der Schluss gezogen, dass an der Zusammensetzung der ursprünglichen Olivinsteine wahrscheinlich ein Feldspat mit ca. 70 % An teilgenommen habe und dass ihr Kaligehalt aus Biotit ableitbar sei. Dieses Resultat wird nun auf Grund des Variationsdiagrammes kontrolliert, indem die Parallelität der Kurven für Al_2O_3 und CaO und auch die für Na_2O zeigen, dass sie hauptsächlich zu einem Mineral verbunden sind, das nur Feldspat sein kann. Auch das parallele Verlaufen der Kurven für TiO_2 und K_2O zeigt, dass diese beiden hauptsächlich im Biotit enthalten sein müssen.

Ausserdem ergibt sich aus dem Variationsdiagramm, dass die Gesteine, welche entweder durch eine Anreicherung oder Akkumulation von Olivin entstanden sind, wie Serpentine oder Amphibol- und Pyroxenserpentine, ein starkes Zurücktreten des Eisengehaltes im Verhältnis zur Magnesia zeigen. So liegt das Verhältnis $\text{MgO} : \text{FeO}$ in den Serpentinien zwischen 1.5 und 2.2, während es in den Gabbros und in den Diabasen 0.4—0.5 beträgt. Dagegen hat bei einem Gestein (An. XX), dessen Entstehung früher durch eine Anhäufung vom Pyroxen erklärt worden ist (S. 120), dieses Verhältnis den Wert 0.3, während bei einem anderen (An. IV) mit demselben SiO_2 -Gehalt, aber entstanden durch eine Anreicherung von Olivin, dasselbe Verhältnis 0.8 beträgt. Es ergibt sich die schon früher bekannte Tatsache, dass im Olivin Magnesia angereichert wird, aber die Pyroxene dasselbe Verhältnis zwischen Magnesia und Eisen wie das Magma selbst zeigen. In dieser Weise wird das Verhältnis im Magmarückstande in unserem Falle (Anal. XI und XII) auf den Betrag 0.2—0.1 niedergedrückt.

Werden die Analysen der umgewandelten sowie diejenigen der Gesteine, die durch Anreicherung von zuerst ausgeschiedenen Bestandteilen entstanden sind, weggelassen, so erhalten wir ein Variationsdiagramm, aus dem einige allgemeine Züge eines solchen Diagrammes, aber auch beträchtliche Verschiedenheiten erkannt werden. Eine solche ist das schnelle Abfallen und die Parallelität der Kurven von CaO und MgO sowie das starke Aufsteigen der Na_2O -Kurve und die Parallelität der letzteren mit der für Al_2O_3 , Erscheinungen, welche damit zusammenhängen, dass CaO zusammen mit MgO in Form von Pyroxen ausgefällt wird und damit der Feldspat besonders Abreich bleibt. Das Steigen der Kurven für MgO und auch für CaO zum Schluss beim Quarzdioritporphyrit von Porjetas zeigt, dass dieses letztgenannte Gestein unter ganz anderen Verhältnissen entstanden ist als die anderen hier berührten.

BASISCHE TUFFITE.

AGGLOMERATISCHE TUFFITE.

Pyroklastische Gesteine hat Hausen nur von drei Stellen in den Tunturi-Formationen erwähnt, vom Kammikivitunturi, vom Pilguoaivi und von der Wasserscheide zwischen den Flüssen Kolosjoki und Pilgujoki. Nur die letztgenannte Stelle ist von Verf. wiedergefunden worden.

An dieser letzteren Stelle, die jedoch ausserhalb unseres Gebietes liegt, nämlich 2.5 km NNE vom Triangelpunkt Rajoaivi, hat Verf.



Fig. 46. Agglomerat nördlich des Kaulatunturi. Massstab 1:7.

ein agglomeratisches Gestein, aus Fragmenten von dichtem Diabas und aus schiefriger Zwischenmasse bestehend, beobachtet.

Dagegen scheint Hausen die grosse Agglomeratzzone unseres Kartengebietes als eine Reibungsbrekzie aufgefasst zu haben (S. 73). Diese Bildung umfasst parallel mit dem Streichen der Phyllite eine 5 km lange und 100—200 m breite Zone und macht eine Grenze zwischen den Diabasen und tuffitischen Schiefen aus. Das Gestein ist aus makroskopisch ganz dicht erscheinenden Diabasfragmenten und einem schiefrigen Bindemittel zusammengesetzt. Nach der Grösse der Fragmente hat das Gestein an verschiedenen Stellen ein etwas verschiedenes Aussehen (Figg. 46 und 47). Die Grösse der Fragmente beträgt

an einigen Stellen nur 1—2 cm, während sie an anderen Stellen bis zu 10 cm oder mehr erreichen kann. In den grösseren Fragmenten können eine dichte Rinde und ein etwas gröberes Inneres unterschieden werden, aber niemals wird, nicht einmal der innere Teil, so grob wie der angrenzende feinkörnige Diabas.



Fig. 47. Agglomerat nördlich des Kaulatunturi. Massstab 1:7.

Unter dem Mikroskop erscheinen die kleineren Fragmente als eine braune schiefrige Masse, in der Chlorit, Klinozoisit und ein braunes Pigment, letzteres wahrscheinlich Leukoxen, unterschieden werden können. Dazu enthält sie noch farblose Nadeln oder Fibern von Amphibol. Die Zwischenmasse zwischen den Fragmenten besteht hauptsächlich aus Chlorit. Dieses Mineral füllt auch die in den Fragmenten entstandenen Risse aus, ebenso die rundlichen Einschlüsse, die wahrscheinlich durch ursprüngliche Luftblasen entstanden sind. Dieser Chlorit ist lichtgrün, stark lichtbrechend, schwach doppelbrechend und optisch negativ. In ihm schwimmen oft idiomorphe Kristalle von Klinozoisit und in parallel der Schieferung gerichteten Streifen winzige braune Körner, offenbar Leukoxen. Die Grenze der Fragmente gegen das Bindemittel ist scharf.

In den grösseren Fragmenten ist die Schieferung beinahe unmerkbar, und sie bestehen aus einem filzigen Gewebe von feinen Amphibolnadelchen mit Chlorit, in welchem kleine Leukoxenkörner verstreut liegen. Die Mandelräume und die Risse sind wie oben mit Chlorit und Klinozoisit ausgefüllt.

Die Mandelsteine, die sich nördlich vom Kammikivitunguri an diese Formation anschliessen, sind auch stark geschiefert und umgewandelt. Von den ursprünglichen Bestandteilen ist nur der Feldspat, oft in seiner leistenförmigen Gestalt, erhalten. Auch dieser ist jedoch zu Albit umgewandelt und zum grössten Teil zerbrochen. Zwischen den Feldspatkörnern erscheint eine schiefrige verwickelte Masse aus grünem Chlorit, beinahe farblosem Amphibol, Karbonat, Epidot, Quarz und Leukoxenaggregaten. Die Mandelräume sind mit Karbonat und Chlorit ausgefüllt.

In demselben Abstände von der Phyllitzone wie die oben beschriebene Agglomeratformation folgen nach Osten mehrere ähnliche kürzere oder längere Züge, einer von ihnen der oben erwähnte NNE vom Rajoaivi sowie ein mächtiger und schön ausgebildeter nordöstlich der beiden Pilgajauri-Seen. Sie sind aber nicht mit Tuffit-schiefern verbunden. Auch in dem grossen, zentralen Diabasgebiet sind ähnliche Agglomeratzüge bekannt. Besondere Erwähnung verdient aber die über 1 km breite Zone des grösseren Ryssäntunturi, die aus kugelförmigen »Bomben« von Kopfgrösse besteht. Diese Zone ist zwar westlich des Petsamonjoki anstehend nicht bekannt, aber zahlreiche Geröllfunde zeigen, dass ähnliche Bildungen noch die Gegend nördlich vom Porjetash erreichen müssen.

FEINKÖRNIGER TUFFIT UND TUFFSCHIEFER.

»Vom Gipfel des Kammikivitunguri« hat Hausen, wie schon erwähnt, einen feinkörnigen Tuffit beschrieben. Von diesem Gestein finden sich sowohl Probe als auch Dünnschliff Hausens in den Sammlungen der Geologinnen Toimikunta. Der Scheitel des Kammikivitunguri ist nachher genau untersucht worden, ohne dort ähnliches Gestein anstehend zu finden. Daher dürfte die Probe von irgendeiner Stelle südlich der Fjeldgruppe Housutunturi stammen (vgl. S. 103), wo tuffitische Bildungen und Pillow-Laven an mehreren Stellen angetroffen worden sind.

Das Gestein hat eine dunkelgraue Farbe mit einem Stich ins Blaue. Stellenweise ist eine tuffitische Struktur auch mit blossen Auge wahrnehmbar, aber grösstenteils sieht das Gestein ganz homogen aus. Der Bruch ist etwas unebener, als man von einem Gestein mit solcher Dichte erwartet hätte.

Unter dem Mikroskop tritt die tuffitische Struktur am deutlichsten hervor. Das Gestein ist aus Fragmenten zusammengesetzt, deren Grösse, Form und Beschaffenheit sehr variieren. Gewöhnlich ist die von den Diabasen bekannte Struktur, die oft äusserst feinkörnig wird.

Das Verhältnis zwischen Feldspat und Pyroxen ist sehr variabel. Der Pyroxen ist unumgewandelt, aber der Feldspat ist immer albitisiert worden, und an seiner Stelle hat sich oft reichlich Zoisit oder Klinozoisit gebildet. Diese Fragmente entsprechen also völlig den früher beschriebenen verschiedenen Diabastypen. Ausserdem treten als Fragmente in Mengen Feldspat und spärlicher Pyroxen auf, öfters mit splittrigen Formen, teilweise auch etwas gerundet, seltener mit Kristallflächen oder mehrere Körner zusammenhängend. Ihre Grösse ist immer unter 0.1 mm. Ein grosser Teil der Fragmente besteht jedoch aus einer submikroskopisch kristallinen Masse, in welcher hie und da einzelne Einsprenglinge oder Korngruppen von Feldspat, oder Pyroxen beobachtet werden. Zwischen diesen dichten Fragmenten und der Zwischenmasse kann nicht immer eine scharfe Grenze gezogen werden. Schliesslich muss noch das Vorkommen einer dichten, braunen Masse erwähnt werden, in welcher nur einzelne winzige Partikeln polarisierend wirken. Diese Substanz tritt teilweise als Einschlüsse auf, teilweise aber ist sie in lange Streifen ausgezogen, oft mit Wulsten und Anschwellungen. Diese enthalten Einschlüsse von Chlorit, bisweilen mit radialstrahliger Struktur.

Nur diese braune Substanz könnte nach Verfs. Meinung als glasig erstarrt gedacht werden. Es dürfte aber möglich sein, dass auch sie aus feinstem Staub entstanden wäre.

Die oben beschriebenen agglomeratischen Tuffite gehen an der Nordseite in schiefrige Grünsteine mit deutlicher Schichtung an der verwitterten Oberfläche über. Auch diese Gesteine sind stellenweise agglomeratisch ausgebildet, erinnern aber gelegentlich auch an die Phyllite und sind darum als tuffitische Schiefer zu betrachten.

Ihre grösste Verbreitung haben diese Tuffschiefer zwischen den Flüssen Kolosjoki und Pikku Kolosjoki, wo sie oft mit Einlagerungen von Diabas abwechseln. Auch im östlichen Teil des Gebietes ist eine breitere Zone anzutreffen, die jedoch keine Einlagerungen von Diabas aufweist. Sie streicht in nordsüdlicher Richtung längs dem Flusstale des Lammasjoki, wendet sich aber beim See Tuulijärvi gegen Nordwesten und geht südlich vom Lappendorf Pushkankylä über den Petsamonjoki.

Die in unserem Kartengebiet auftretenden Tuffschiefer erweisen sich u. d. Mikroskop als Amphibol-Chloritschiefer mit reichlichem Gehalt an Karbonaten, undicht gestreuten Porphyroblasten von Epidot und reichlichen, zu kleinen Haufen gesammelten Leukoxenbildungen. Ausserdem enthalten sie längliche Einschlüsse von feinkörnigem Quarz.

SEDIMENTÄRE FORMATIONEN.

VERSCHIEDENE ZONEN.

Ausser den oben beschriebenen pyroklastischen Bildungen treten in den Tunturi-Formationen auch wahre sedimentäre Bildungen auf, und zwar in drei Zonen mit je verschiedenem Charakter: die Dolomit—Quarzit—Phyllit-Formation von Loukonlahti—Kuvernörinkoski (Zone 1, S. 22), die Sandstein—Phyllit—Dolomit-Formation vom Pikku-Kolosjoki (Zone 2) und die erzführende Phyllit-Formation mit Effusiv- und Intrusivgesteinen an den nördlichen Böschungen der Petsamontunturit (Zone 4).

Die erste der genannten Zonen liegt ausserhalb unseres Sondergebietes und wird darum hier nicht weiter behandelt. Die Phyllite und dolomitischen Kalksteine der zweiten Formation durchziehen die nordwestliche Ecke unseres Kartengebietes. Diese beiden Sedimentablagerungen bedeuten wahrscheinlich zwei verschiedene Horizonte in der autochthonen Formationsreihe, welche mit der letzteren molassenartigen Formation (S. 25) endet. Die dritte Zone dagegen, die erzführende Phyllit-Formation, gehört zu einem allochthonen Komplex, der dem vorigen überschoben ist. Auch diese Phyllitformation scheint nach unten mit den Diabasen und den Tuffschiefen in ursprünglicher Verbindung zu stehen, nach oben aber ist sie von der zentralen Diabasscholle durch eine bedeutende Bewegungsfläche getrennt. Es ist also möglich, dass auch diese Phyllitformation schon ursprünglich das Endglied des Komplexes gebildet hat.

Wahrscheinlich tritt auch auf der Südseite des Fjeldgebietes eine Phyllitformation auf, ist aber nicht aufgeschlossen angetroffen. Sie dürfte mit den Phylliten des Porojärvigebietes zusammenhängen.

DIE ZONE VON KONGLOMERATEN, SANDSTEINEN, PHYLLITEN UND DOLOMITEN IM FLUSSTAL DES PIKKU KOLOSJOKI.

Aus dem Flusstale des Pikku Kolosjoki hat schon Hausen Konglomerate und Arkose beschrieben, deren Aufschlüsse nach ihm in einem Gebiet von nur einigen hundert Metern Länge und kaum hundert Metern Breite auftreten. Nach seiner Auffassung ist diese Bildung älter als der umgebende Grünstein, was nach ihm aus der Kontaktlinie, die gleich am Bach entblösst ist, hervorgehe. Gemäss Verfs. Untersuchungen beträgt die Erstreckung der Aufschlüsse von Arkos und Sandstein bei den Quellseen des Pikku Kolosjoki ca. 5 km und noch 5 km weiter flussabwärts sind einige Aufschlüsse angetroffen worden. Die höchste Breite der Zone ist nahe ihrem östlichen Ende

bei den kleinen Quellseen ca. 500 m. Die an die Arkose und Sandsteine sich anschliessenden Phyllite und dolomitischen Kalksteine erstrecken sich jedoch flussabwärts bis an die Stelle des Zusammenfließens von Pikku Kolosjoki und Kolosjoki sowie an diesem letzteren entlang bis nahe seiner Mündung in den See Kuotsjärvi. Hier verschwinden die Aufschlüsse, aber die Zone setzt sich wahrscheinlich unter dem Kuotsjärvi weiter fort, denn ca. 3 km südwestlich vom Kuotsjärvi sind wieder Phyllite mit Einlagerungen von Dolomit angetroffen worden. Die weitere Fortsetzung ist noch nicht bekannt.

Nach Osten ist keine Fortsetzung dieser Zone gefunden worden, nur geschieferter Quarzit an zwei Stellen, der eine 1.5 km NW des Sees Arvedemjaur und der andere an der Ostseite des Sees Petsamolopolo in Petsamonjoki, sowie mit Schiefer wechsellagernder dolomitischer Kalkstein SE vom Arvedemjaur. Es sieht so aus, wie wenn die östliche Fortsetzung bei den orogenetischen Bewegungen gänzlich zerstört worden wäre.

Die gröberen Bildungen, Konglomerate, Arkose und Sandsteine, treten als eine untere Abteilung allerdings mit etwas unregelmässiger Reihenfolge auf. Bei den Quellseen des Pikku Kolosjoki liegen die Konglomerate zuunterst und gehen allmählich nach oben (nach Süden) in Quarzsandsteine von violetter oder bläulicher Farbe und dann in Phyllite über. Westlicher beginnt aber die Gesteinsreihe zuunterst mit Schlammsteinen und wird erst dann aufwärts gröber, sogar konglomeratisch u. s. w. wie oben. Nur selten ist die untere Grenzlinie selbst aufgeschlossen, und dann ist eine basale Brekzie aus den sauren Effusiven mit einem sandigen Bindemittel an der Grenze gefunden worden. Solche Bildungen zeigen, dass die zu behandelnde Formation in ihrer ursprünglichen Lage auf dem Keratophyr liegt.

Am unteren Laufe, innerhalb unseres Kartengebietes, sind unter dem Phyllit keine gröberen Bildungen aufgeschlossen angetroffen worden. Nach oben steigert sich die Metamorphose im Phyllit, und im östlichen Ende der Zone erscheint der dolomitische Kalkstein nur als Bindemittel in einer Brekzie. Im westlichen Teil erreicht der dolomitische Kalkstein dagegen eine bedeutende Mächtigkeit. Er ist jedoch nicht rein, sondern wechselt mit Bändern von feinkörnigem Quarz ab, der wahrscheinlich durch Verquarzung des Kalksteins entstanden ist.

Die Zusammensetzung des dolomitischen Kalksteins geht aus der beigefügten Analyse (Tab. XXV) hervor. Die anderen Kalksteine des Gebietes haben eine ähnliche Zusammensetzung (Tab. XXVI).

Tab. XXV. Dolomitischer Kalkstein von Kolosjoki. Anal. H. Lönnroth.

Unlöslich	8.12	
Fe ₂ O ₃	1.54	.0096
MnO	0.15	21
MgO	16.64	.4127
CaO	30.84	.5498
Glühverlust	42.70	
	99.99	
Kalzit	11.59	
Dolomit (1.75 % FeO)	79.47	
Unlöslich	8.12	
Rückstand vom Gl.-vl.	0.81	
	99.99	

Tab. XXVI. Frühere Analysen über Karbonatgesteine vom Gebiete (nach Hausen).

	1.	2.	3.
Unlöslich	9.61 %	23.54 %	24.36 %
Al ₂ O+Fe ₂ O ₃	0.33 »	0.33 »	0.56 »
MgO	17.34 »	13.00 »	16.04 »
CaO	30.17 »	27.37 »	23.30 »
Rest.	42.55 »	35.76 »	35.74 »
	100.00 %	100.00 %	100.00 %
Kalzit	10.51 »	16.18 »	1.11 »
Dolomit	79.96 »	60.30 »	74.81 »
Unlöslich	9.61 »	23.54	24.36 »
	100.08 %	100.02 %	100.28 %

- 1 Kalkkipahta am NE-Ende des Kuotsjärvi
- 2 Arvedemjauri, NW von Lapinkylä
- 3 Moskovanvaara, SE von Lapinkylä

ERZFÜHRENDE PHYLLITZONE.

Grauwackenartige Schiefer.

Die erzführende Phyllitformation zeigt im Gebiet Kaulatunturi—Kammikivitunguri eine ungewöhnlich gleichmässige Entwicklung. Die Formation besteht beinahe gänzlich aus feinkörnigem Phyllit;

die Korngrösse steigt sogar in den seltenen gröberen Bildungen höchstens bis zu 0.08—0.25 mm. Eine solche Korngrösse wird in der Bodenklassifikation feiner Sand genannt (0.06—0.2 mm).

Auch diese gröberen Abarten sind von dunkelgrauer Farbe und undeutlicher Schichtung. Die Schichtung ist gleichmässig, und diagonale Schichtung ist nie angetroffen worden. Solche gröberen Schiefer treten in Lagen mit einer Dicke von nur einigen Metern auf.

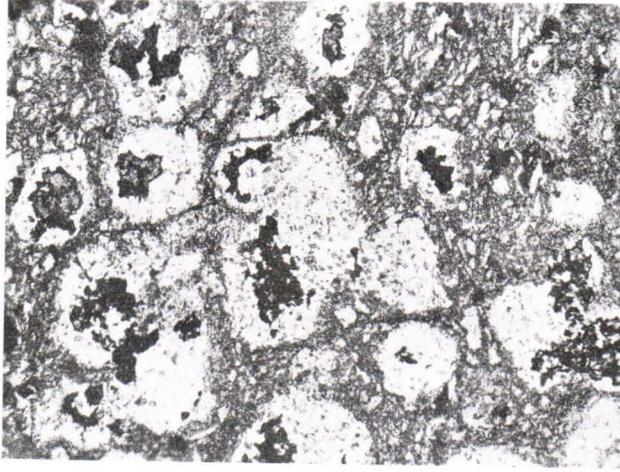


Fig. 48. Doppelkörnigkeit in grauackentartigem Schiefer westlich des Lagerplatzes vom Kammikivintunturi. Ohne Nicole, Vergröss. 43 ×.

Die mikroskopische Struktur dieser grauackentartigen Schiefer ist immer deutlich klastisch. Sonst sind bedeutende Abwechslungen zu beobachten. Bisweilen sind die einzelnen Körner nur durch dünne Chloritschuppen voneinander getrennt, in anderen Fällen wiederum sind die grösseren Körner in eine reichliche Menge von feinkörnigem Bindemittel eingebettet. Die Form der Körner ist immer splitterig oder schwach gerundet. Auch die Art der Körner ist variabel. Bald bestehen sie grösstenteils aus Albit, bald scheint wieder der Quarz zu überwiegen.

Das Bindemittel besteht entweder ganz oder zum grössten Teil aus Chlorit. Seine Farbe ist grün, und die Doppelbrechung ist beinahe 0 oder schwach negativ. Er ist immer mit einer feinkörnigen, braunen Substanz gemischt. Ihre Verteilung ist gewöhnlich ungleichmässig, und weil in der Mitte der Anhäufungen bisweilen Erz beobachtet wird, dürfte sie aus Leukoxen bestehen. Sonst wird Oxyderz in

diesen Gesteinen nie angetroffen, wohl aber Kiesminerale. Diese treten immer in Form von grösseren Körnern auf, in deren Umgebung das Bindemittel verschwunden ist und sich ein Hof mit granoblastischem Gewebe gebildet hat. Auch der Leukoxen hat sich in diesen Höfen zu grösseren Titanitkörnern auskristallisiert. In gewöhnlichem Lichte sieht ein solches Gestein grobklastisch aus, doch verschwindet dieses Bild zwischen gekreuzten Nicolen (Fig. 48).

Die Kiesminerale bestehen gewöhnlich aus Magnetkies, seltener ist er von Kupferkies oder Pyrit begleitet.

Ausserhalb unseres Kartengebietes, insbesondere in der Gegend des Onkitunturi, treten auch bedeutend grössere Grauwacken auf. Auch diese erscheinen nur als dünnere Einlagerungen in den Phylliten.

F e i n k ö r n i g e P h y l l i t e .

Die oben beschriebenen grauwackenartigen Schiefer gehen immer allmählich in feinkörnigen Phyllit über. Aber auch in diesen alternieren oft grössere und feinere Schichten, und zwar oft in der Weise, dass zahlreiche grössere Schichten immer nach derselben Seite allmählich in feinere Korngrösse übergehen, während die entgegengesetzten Grenzen scharf sind, wie es von den Bändertönen her bekannt ist. Am besten wird man von diesem Sachverhalt am Nordabhang des westlichen Ortoaivi unterhalb der Basislinie sowie am Nordabhang des Kammikivitunguri ebenso unterhalb der Basislinie überzeugt. Gewiss kann nicht behauptet werden, dass diese Struktur immer und überall deutlich wäre, denn auch durch die Metamorphose ist sie manchmal zerstört oder verwischt worden, aber bei genauerer Untersuchung dieser Erscheinung wird man unwillkürlich zu der Überzeugung gelangen, dass sie von einer ursprünglichen Regelmässigkeit in der Anordnung des Schiefersedimentes herrührt, und in derselben Weise wie die bekannte Bänder-Struktur unserer glazialen Tone entstanden ist (Fig. 49).

Die Entstehung solcher sich regelmässig wiederholenden Periodizität kann nur durch eine sich periodisch wiederholende Zuströmung des Sedimentmaterials und durch seine allmähliche Absetzung, bei der das grössere Material zuerst zu Boden sinkt und danach allmählich das immer feinere, erklärt werden. Darum zeigt diese Erscheinung zugleich die Richtung nach dem Sedimentationsboden an. Nun haben die Untersuchungen im Gebiet des Kammikivitunguri zu dem Schluss geführt, dass an mehreren Stellen, so an der oben angeführten Stelle, am nördlichen Abhange des westlichen Ortoaivi, die Unterseite der Schie-

ferschichten sich nach oben gewendet hat. Dieser Umstand gibt Aufschluss über die Bedeutung der Bewegungen, die die Phyllite der erzführenden Zone oft so stark gefältelt haben (Väyrynen 1930).



Fig. 49. Bänderung im Phyllit SW des Lagerplatzes von Kammikivinturi. Ohne Nicole, Vergröss. $6.2 \times$.

Bei den feinkörnigen Phylliten ist die mikroskopische Struktur selten deutlich klastisch. Hie und da sind einzelne grössere Körner sichtbar. Diese können ursprünglich sein, manchmal aber sind sie umgeformt worden. Sowohl der jetzige Mineralbestand als auch die Struktur sind häufig durch die Umkristallisierung erzeugt worden (Fig. 50). Die Bestandteile der Phyllite sind: Chlorit, Albit, Quarz, Leukoxen und die Kiesminerale.

Wo die Struktur am meisten primär ist, scheint der Anteil des Quarzes in der Zusammensetzung der Phyllite sehr gering zu sein, während er in den am meisten umgewandelten Schiefern oft ein sehr bedeutender Bestandteil ist. Auch einige Züge in der Struktur zeigen, dass bei der Metamorphose in den Phylliten bedeutende Mengen von Quarz hinzugekommen sind. Der Albit erscheint im wenig umgewandelten Phyllit teils in splitterigen Körnern mit Zwillinglamellen, teils aber in Form von feinkörniger Masse. Die Zwischenmasse zwischen diesen besteht aus grünem Chlorit, dessen Doppelbrechung beinahe 0 ist. Die Menge des Chlorits ist etwas wechselnd. Beachtenswert ist, dass im Phyllit immer Leukoxen in grösseren oder kleineren Anhäufungen anwesend ist. Dieser ist wahrscheinlich aus dem im ursprünglichen Sediment enthaltenen Titaneisen entstanden

und zeigt, dass das Material zum grossen Teil basisch, tuffitisch ist. Auch Kiesminerale sind immer vorhanden. Sie sind bald als kleine Körner durch die ganze Schiefermasse verstreut, bald erscheinen sie



Fig. 50. Metamorpher Schiefer unterhalb der Basis am N-Abhang des Kammikivitunguri. Ohne Nicole, Vergröss. 44 ×.

nur in grösseren Anhäufungen. Sie bestehen gewöhnlich aus Magnetkies, seltener aus Kupferkies oder Pyrit.

Hausen hat auch Kohlenstoff als charakteristischen Bestandteil der Phyllite erwähnt. Verf. wollte sogar den Gegensatz hervorheben. In der Schiefermasse unseres Gebietes wird niemals Kohlenstoff beobachtet, nur äusserst selten auf Harnischflächen. Der von Hausen besonders hervorgehobene Kohlengehalt in der Nähe der Kieserzader vom Kotseljoki hat sich bei mikroskopischer Untersuchung als Chlorit erwiesen und zeigt im Dünnschliff eine grüne Farbe.

Nach ihrer Mineralparagenese sind die phyllitischen Schiefer des Gebietes Kaulatunturi—Kammikivitunguri als Chlorit-Phyllite zu bezeichnen. Bei ihnen ist keine deutliche Bildung von Biotit beobachtet worden. Als Ansatz dazu könnten gewisse rundliche Flecken mit bräunlicher Farbe und stärkerem Pleochroismus sowie höherer Licht- und Doppelbrechung als beim Chlorit angesehen werden.

Auch der Serizit ist nur in ein paar Handstücken in feinschuppiger Form angetroffen worden. In einem von diesen, in dem feingebänderten Handstück vom Punkt 200 m S der Basislinie und 1 000 m vom 0-Punkt, unter dem obersten Steilabhang des Kammikivitunguri

turi, tritt er jedoch in reichlicher Menge auf. Weil über dieses in Hausens Abhandlung eine chemische Analyse publiziert ist, wird er weiter unter behandelt.

Chemische Zusammensetzung des Phyllits.

Zur quantitativen chemischen Untersuchung diente ein Handstück von einem Phyllit, der im Berge eine deutliche Schichtbänderung und Fältelung mit Kiesimprägation in einzelnen Bändern zeigte. Die Stelle liegt am nördlichen Abhange des Kammikivitunguri, 1 544 m östlich vom 0-Punkt und 40 m nördlich der Basislinie. Die Analyse wurde von Dr. Lauri Lokka im Laboratorium des Geologen Toimikunta durchgeführt (Tab. XXVII).

Unter dem Mikroskop zeigt das Gestein eine sehr feinverteilte Feldspatmasse, aus der sich nur winzige grünliche Chloritschuppen durch ihre höhere Lichtbrechung hervorheben. In dieser Grundmasse liegen zerstreute grössere Erzkörner, körnige Aggregate von Leukoxen und grössere Feldspatkörner, die an den Rändern mit der Grundmasse etwas verwachsen sind.

Beachtenswert ist die mineralische Zusammensetzung des Phyllits, zu über 50 % aus Albit bestehend, was zu beweisen scheint, dass er aus wenig verwittertem vulkanischem Material besteht. Am meisten scheinen CaO und MgO ausgelaugt worden zu sein. Die Quarzmenge ist auch nach den mikroskopischen Untersuchungen unbedeutend. Der Chlorit hat nach den Berechnungen folgende Zusammensetzung erhalten;

SiO ₂	31.01
Al ₂ O ₃	14.10
Fe ₂ O ₃	4.42
FeO	27.43
MnO	0.03
MgO	12.15
H ₂ O	10.85
	99.99

Er ist also ein FeO-reicher Klinochlor.

Tab. XXVII. Quantitative Zusammensetzung eines Phyllits vom N-Abhange des Kammikivittunturi, 1 540 m P₂ 40 m N. G.T. An. Nr. 132. Anal. L. Lokka.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl	Mineralbestand	
SiO ₂	55.48	9201	Quarz	3.58
TiO ₂	1.94	242	Kalifeldspat	8.43
Al ₂ O ₃	16.28	1593	Albit	50.81
Fe ₂ O ₃	1.32	83	Anorthit	1.78
FeO.....	8.71	1212	Chlorit	29.86
MnO.....	0.01	1	Leukoxen	4.76
MgO.....	3.63	900	Apatit	0.07
CaO.....	1.77	316	Magnetkies	0.63
Na ₂ O.....	5.99	966	H ₂ O	0.13
K ₂ O.....	1.42	151		100.05
P ₂ O ₅	0.03	2		
S.....	0.23	72		
H ₂ O+.....	3.24			
H ₂ O—.....	0.13			
	<u>100.18</u>			
—O = S.....	0.12			
	<u>100.06</u>			

Chemische Zusammensetzung des serizithaltigen Phyllits.

Über einen kieshaltigen und wahrscheinlich etwas metasomatisch umgewandelten, serizithaltigen Phyllit, aufgeschlossen 205 m S der Basislinie und 990 m östlich vom 0-Punkt am Kotselvaara, hat schon Hausen eine quantitative chemische Analyse publiziert. Solche serizithaltigen Phyllite sind jedoch nur an ein paar Stellen angetroffen worden. In der Nähe der brekzierten und Imprägnationserze sind sie am Kaulatunturi jedoch häufig.

Das analysierte Handstück besteht aus feinkörnigem dunklem Phyllit mit deutlicher Schichtung. Die Dicke verschiedener Schichten ist sehr ungleichmässig. In den Schichtenreihen, in denen dünne, dunkle Bänder mit kiesführenden, hellen abwechseln, treten dickere dunkle kiesfreie Bänder auf.

Das Korngefüge ist deutlich klastisch: Quarz- und Albitkörner mit höchstens 0.06 mm Durchmesser und oft mit splitteriger Form sind in eine reichliche braune, sehr feinkörnige Zwischenmasse eingebettet.

In dieser können mit schwacher Vergrößerung nur kleine Albitkörner und längliche Anhäufungen von Magnetkies sowie winzige Magnetit-oktaeder unterschieden werden. Mit einer stärkeren Vergrößerung können reichliche Mengen winziger Serizitschuppen mit einer Länge von 0.005 mm nebst kleinen Anhäufungen von einem stark lichtbrechenden Mineral, Leukoxen oder Apatit, in einer sehr schwach doppelbrechenden, grünlichen Chloritmasse beobachtet werden. Hie und da sind noch Kalzitkörner sichtbar.

Tab. XXVIII. Quantitative Zusammensetzung eines Serizitphyl-lits vom N-Abhang des Kammikivitunturi, 990 m P₂ 205 m S. Anal. A. Zilliacus.

	Gew.-Proz.	Mol.-Zahl	Mineralbestand	
SiO ₂	51.56	8551	Quarz	17.54
TiO ₂	0.45	56	Albit	17.20
Al ₂ O ₃	19.61	1919	Muskovit	33.42
Fe ₂ O ₃	3.03	190	Chlorit	23.07
FeO	9.63	1340	Apatit	0.96
MnO	Sp.		Magnetit	3.00
MgO	4.19	1039	Magnetkies	4.78
CaO	0.54	96		99.97
Na ₂ O	3.15	508		
K ₂ O	2.22	236		
P ₂ O ₅	0.69	49		
S	1.67	522		
Glühverl.	3.77			
	<hr/>	100.51		
—O = S		0.83		
	<hr/>	99.68		

Nach der Analyse (Tab. XXVIII¹⁾ ist die CaO-Menge so klein, dass sie nicht für den der P₂O₅-Menge entsprechenden Apatit ausreicht. Weil im Gestein auch ein Karbonatmineral vorkommt, dürfte der CaO-Gehalt des Gesteins etwas grösser sein. Auch der grösste Teil der TiO₂-Menge tritt wahrscheinlich in Form von Leukoxen auf.

Die Menge des Magnetits wurde auf ca. 3 % geschätzt.

Bei der Berechnung der Serizit- und Chloritmengen kann davon ausgegangen werden, dass entsprechend dem hier geltenden Verhältnis FeO : MgO nach Winchells Diagramm ein Chlorit, dessen Doppel-

¹⁾ Hausen hat die Analyse ohne die S-Menge publiziert (siehe S. 10).

brechung einen kleinen negativen Betrag ausmacht, wenigstens so viele Al_2O_3 -freie (Antigorit-) wie Al_2O_3 -haltige Moleküle enthalten muss. Der Chlorit unterscheidet sich nicht merklich von dem des vorigen Gesteins. Er hat hier bei der Berechnung folgende Zusammensetzung erhalten:

SiO_2	30.95
Al_2O_3	17.37
Fe_2O_3	0.83
FeO	21.45
MgO	18.17
H_2O	11.23
	<hr/>
	100.00

Die berechnete mineralische Zusammensetzung scheint gut mit der mikroskopischen Untersuchung übereinzustimmen. Jedenfalls steht fest, dass die Quarzmenge hier die des vorigen Gesteins bedeutend übersteigt. In einigen anderen Phylliten ist die Menge des Serizits noch grösser und in gröberen Schuppen auftretend. In der Nähe des Erzes vom Kaulatunturi kommen auch echte Serizitschiefer vor. In den serizitreicheren Phylliten tritt der Quarz in Form von groben Körnern auf, und die Menge des Feldspats ist bis zum Verschwinden herabgedrückt.

Es ist daher klar, dass die sulfidhaltigen Lösungen auch hier eine ähnliche Zersetzung des Feldspats wie gewöhnlich hervorgerufen haben (Väyrynen 1935), hier jedoch öfters nur in spärlichen Mengen.

ERZE.

VERSCHIEDENE ERZFORMATIONEN.

Oben haben wir schon von den magnetithaltigen Keratophyren besprochen. Gelegentlich erreicht ihr Magnetitgehalt beträchtliche Mengen, wird aber nie so hoch, dass diese Bildungen ökonomische Bedeutung als Eisenerze erlangen könnten.

Die bedeutendsten Erzformationen im Gebiet der Tunturi-Formationen von Petsamo sind die Vorkommen von Kiesmineralen, welche längs derjenigen Phyllitformation auftreten, die wir eben als die erzführende Zone charakterisiert haben.

In dieser Zone sind Kiesvorkommen von dreierlei Beschaffenheit angetroffen worden.

1) Imprägnationen von Magnetkies, seltener Schwefelkies, die in den Intrusivgesteinen, besonders in Gabbro- und Dioritgesteinen sowie in deren Nähe im Phyllit, dann auch in besonderen Schieferungszonen auftreten. Derartige Imprägnationen sind im allgemeinen schwach, aber jedenfalls so bedeutend, dass sie bei den elektrischen Schürfungen gewöhnlich deutliche oder sogar gute Indikationen geben (Fig. 14). Diese Bildungen sind frei von Nickel und arm an Kupfer. Wirkliche Erzformationen sind in dieser Weise nicht entstanden.

2) Vorkommen von kompaktem oder brekziiertem Magnetkies in den die Phyllite durchsetzenden Brekzienzonen, gelegentlich auch beträchtliche Kiesvorkommen bildend, sind am Läntinen und Itäinen Ortoaivi, am Kaulatunturi sowie weiter östlich am Onkitunturi und am Tshigoroaivi u. a. angetroffen worden. Solche liegen meistens mitten im Phyllit und zeigen keine Verbindung mit den Intrusiven. Sie enthalten oft beträchtliche Mengen von kompaktem Magnetkies, weil sie aber frei von Nickel sind und keine bedeutende Kupfermengen enthalten, haben sie keinen ökonomischen Wert.

3) Die nickel- und kupferhaltigen Magnetkieserze treten immer in deutlicher Verbindung mit den Intrusivgesteinen auf. Weil diese Erzformationen auch praktische Bedeutung erlangt haben, werden sie unten einer eingehenden Besprechung unterzogen.

DIE EINZELNEN VORKOMMEN VON NICKEL-MAGNETKIES-ERZ.

K o t s e l v a a r a.

Als ersten Fund (im J. 1921) wollen wir zuerst das Kotselvaara-Vorkommen besprechen. Es liegt am westlichen Ende eines ca. 2 km langen und 30—250 m dicken Intrusivkörpers. Ca. 300 m weiter östlich hat der Intrusiv eine normale Ausbildung mit einer 100—180 m mächtigen, unteren Abteilung von Serpentin und einer wenige bis 50 m mächtigen oberen Abteilung von Pyroxenit und Gabbro. An seinem westlichen Ende ist der Intrusiv stark zusammengestaut, geschiefert und zu Tremolitschiefer metamorphosiert worden. Dabei ist augenscheinlich auch seine Verwicklung mit dem Phyllit zustande gekommen (Fig. 51).

Auch westlich vom Intrusiv ist der Phyllit zusammengefaltet worden und hat schmale Antiklinale und Synklinale gebildet, deren Axialpläne ebenso wie die Schieferung des Tremolitschiefers 30° — 40° nach Osten oder nach Südosten fallen.

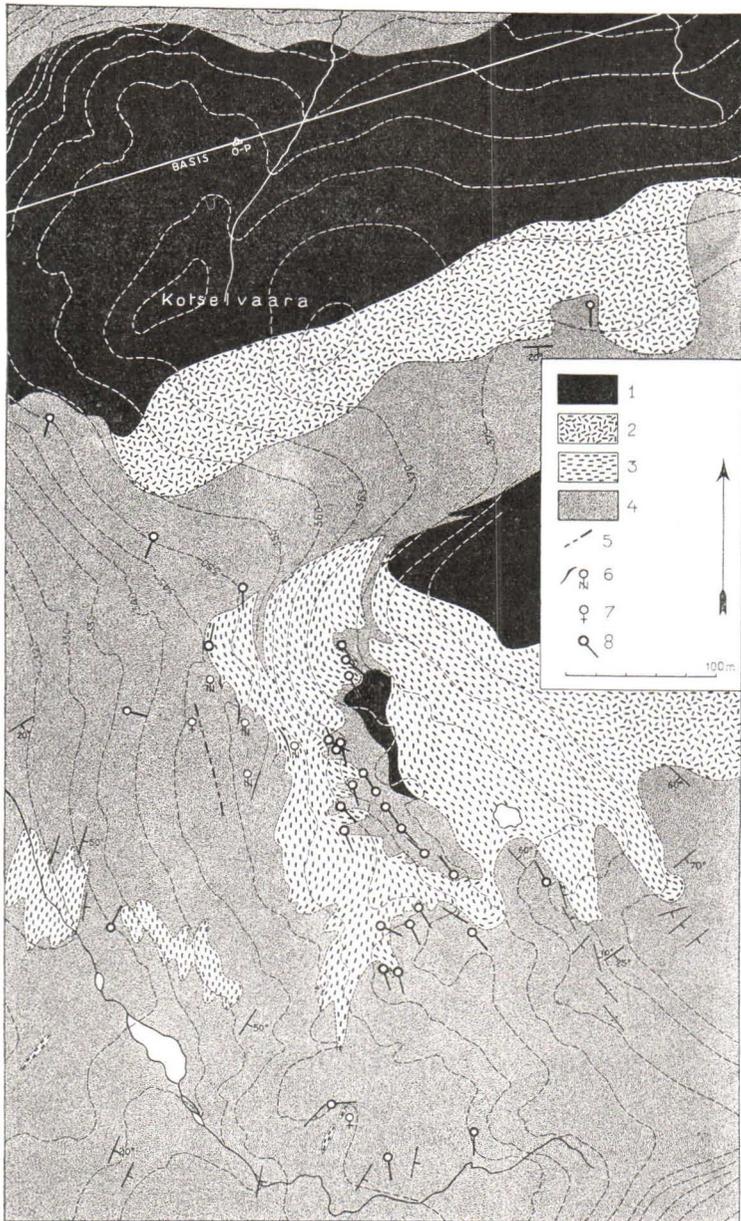


Fig. 51. Erzvorkommen am Kotselvaara. 1 Serpentin, 2 Gabbro und Pyroxenit, 3 geschieferter G. und P., 4 Phyllit, 5 Quarzgang mit Kupferkies, 6 Nickel-Magnetkies-Vorkommen, 7 Kupferkies und 8 Faltenachse. Massstab 1:5000.

Das Erz tritt nun hier in Form von 10—20 cm mächtigen Lagergängen in den mittleren Teilen der erwähnten Schiefersynklinale auf. Ausserdem kommen Kiesimprägationen in einigen Zonen sowohl im Phyllit als auch im Tremolitschiefer nahe ihrer Grenze vor.

Der Nickelgehalt des Erzes im Gange beträgt als Mittelwert aus mehreren Bestimmungen 4.39 % Ni und der Kupfergehalt nach einer Bestimmung 0.11 % Cu. Die Gehalte der Imprägationen sind nach mehreren Bestimmungen im Mittel 0.68 % Ni und 0.54 % Cu.

Das Fallen in der Umgebung dieses Vorkommens ist nach Osten gewendet, und die Tektonik macht darum beim ersten Blick den Eindruck, wie wenn die Vergenz hier nach Westen gerichtet sei. In einem solchen Falle aber wäre die Eindringung des Erzmagmas in die Synklinale schwerer verständlich, weil diese dabei zusammengeklemt worden wären, während sie im entgegengesetzten Falle, bei einer nach Osten gerichteten Bewegung, geöffnet sein müssten. Darum ist es wahrscheinlicher, dass die Vergenz bei der Eindringung des Erzes nach Osten gewendet gewesen wäre.

K a m m i k i v i t u n t u r i.

Eines der vier Vorkommen vom Kammikivitunguri hat seinen Platz am östlichen Ende desselben Intrusivkörpers, an dessen westlichem Ende das eben besprochene Vorkommen vom Kotselvaara gelegen ist. Ursprünglich hat wohl diese Intrusivplatte sich weiter nach Osten fortgesetzt, ist aber bei den tektonischen Bewegungen nach der Intrusion zerstückelt worden, und eines der Fragmente hat ein hufeisenförmiges Aussehen angenommen. Mit diesem Intrusivkörper sind drei kleinere Erzvorkommen verbunden (Fig. 52).

Das erstgenannte Vorkommen auf dem Kammikivitunguri liegt am unteren Kontakt des Intrusivs gegen den Phyllit. Der Erzkörper hat eine Linsenform, dessen östlicher Teil etwas um das Ende des Intrusivs nach oben gebogen ist. Im Ausbiss beträgt seine Länge ca. 200 m und die grösste Dicke 5.5 m, näher dem gebogenen Ostende. Der Erzfall zieht sich mit der Längsachse des Erzkörpers nach SW, setzt sich aber nur 350 m von der mächtigsten Stelle des Ausbisses nach dem Einfallen gemessen, 200 m in der Horizontalprojektion, fort. Das Einfallen der Erzlinse beträgt 35°—40°.

Die Zusammensetzung des Erzes vom Kammikivitunguri ist regelmässig. An der mächtigsten Stelle des Ausbisses liegt unten gegen den Phyllit ein 1.2 m mächtiges Lager einer kupfersteinähnlichen, deutlich geschichteten Erzmasse mit den Gehalten

Ni	4.00 %
Cu	7.68 »

Das spez. Gew. dieses Erztypus ist im Mittel 4.348.

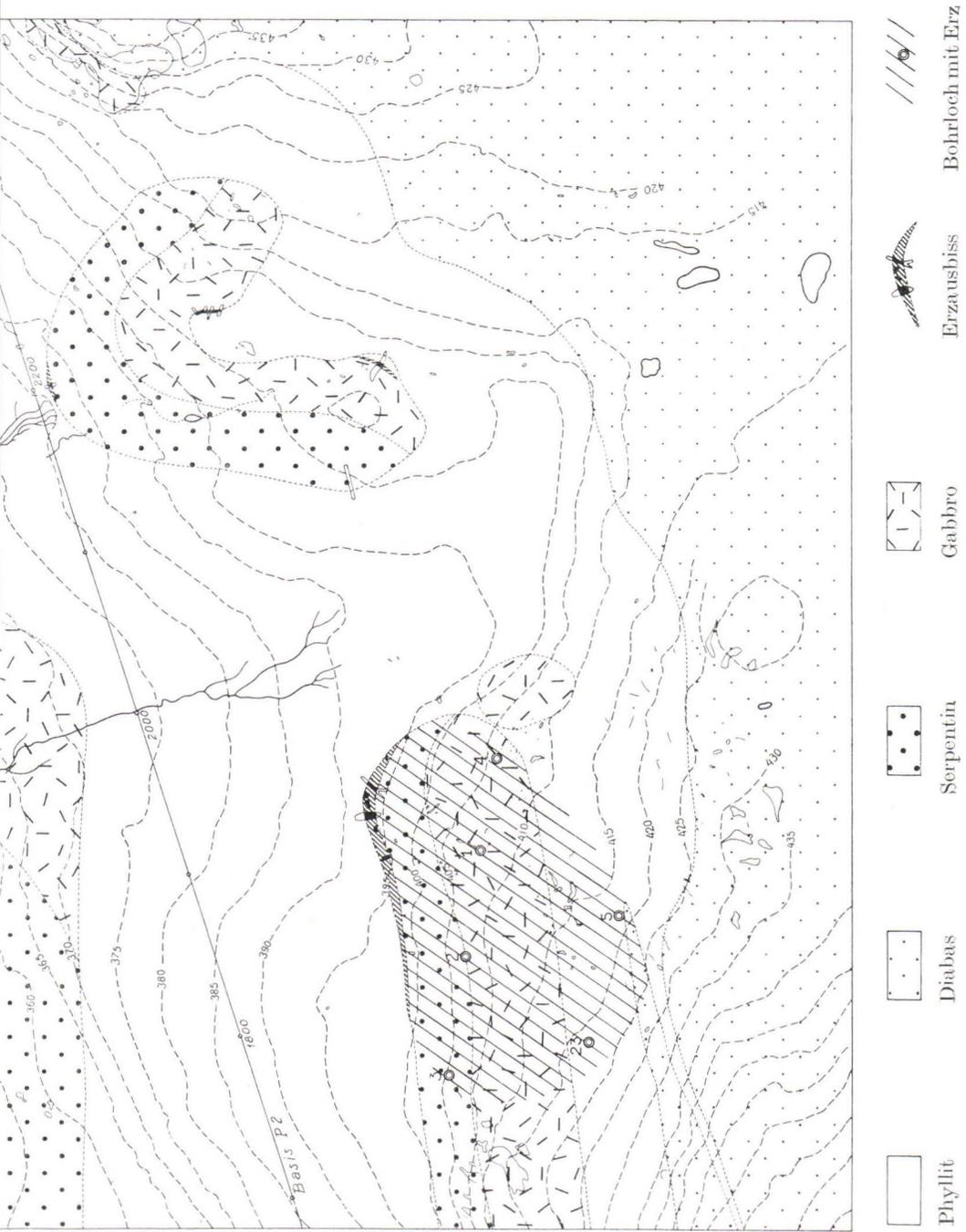


Fig. 52. Erzvorkommen am Kammikivitunturi. Massstab 1:4000.

Oberhalb dieses Erzes liegt eine feinkörnige, graue, an Kupferkies deutlich ärmere Kiesmasse ohne Schichtung und mit ziemlich deutlicher Grenze gegen den vorigen Typus. Im unteren Teile dieses Typus, in einem Lager von ca. 1 m Dicke, ist das spez. Gew. im Mittel 3.55 und im oberen Teil 3.35. Der Nickelgehalt dieses Erztypus ist höher als der des obigen, aber der Kupfergehalt viel niedriger, berechnet nach einer Generalprobe vom ganzen Ausbiss:

Ni	5.64 ‰
Cu	1.84 »

Nach oben, gegen den Serpentin, hat das Erz keine scharfe Grenze, sondern eine 30—40 cm mächtige Übergangszone, in der das spez. Gew. auf 2.65 fällt. Der Serpentin ist noch in der Nähe des Erzes etwas kiesführend (Fig. 13).

Nach der Eindringung des Erzes haben keine bedeutenden Bewegungen in dieser Erzmasse stattgefunden, denn ihre Brekzierung ist sehr unbedeutend. Die bedeutendsten Brekzienbildungen befinden sich an der unteren Grenze, wo die Risse hauptsächlich mit Kupferkies ausgefüllt sind, Magnetkies ist diesen nur in kleinen Mengen beigemischt.

Die mechanischen Voraussetzungen der Eindringung von Kiesmagma an dieser Stelle hat Verf. früher behandelt (1930).

Die übrigen drei Vorkommen in diesem Gebiet liegen 250—300 m östlicher. Zwei von ihnen schliessen sich an die Schenkel des erwähnten hufeisenförmigen Intrusivkörpers an, und der dritte liegt an der Aussenseite der Biegung. Die ersteren unterscheiden sich in ihrem Auftreten von dem oben beschriebenen Vorkommen darin, dass sie sich innerhalb des Intrusivkörpers, nahe seiner oberen Grenze, befinden und stark brekziiert sind. Der am weitesten nach Südwesten liegende ist 2.40 m und der andere ca. 2 m mächtig; die Gehalte sind im ersteren:

Ni	1.94 ‰
Cu	0.73 »
S	15.84 »

Im letzteren Vorkommen fand sich indessen auch der kupfersteinähnliche Typus mit den Gehalten:

Ni	4.80 ‰
Cu	8.58 »
S	14.19 »

An der Ortstellung dieser beiden Erzvorkommnisse sind augenscheinlich die tektonischen Bewegungen beteiligt gewesen.

Der dritte Erzkörper ist 3.5 m mächtig und hat eine homogene Zusammensetzung, die aus folgender Analyse hervorgeht:

Ni	2.03	%
Cu	1.65	»
S	29.34	»

In der Längsrichtung scheinen alle diese Erze wenig aushaltend zu sein, und ihre Masse ist daher unbedeutend.

Ortoaivi.

Die Störungen des obersten Intrusivkörpers im Gebiet des Kammikivittunturi erstrecken sich bis in eine Entfernung von ca. 900 m vom erstgenannten Vorkommen des Kammikivittunturi. Hier auf der entgegengesetzten Seite befindet sich das Erzvorkommen des Ortoaivi. Es liegt wie das vom Kammikivittunturi am unteren Kontakt des Intrusivkörpers und hat im Ausbiss dieselbe regelmässige Zusammensetzung wie dieses. Die Mächtigkeit des Erzes im Ausbiss beträgt nahe seinem westlichen Ende 2.70 m. Zuunterst liegt auch hier gegen den Phyllit ein 0.70 m mächtiges Lager von kupfersteinähnlichem, geschichtetem Erz, dessen Zusammensetzung aus der folgenden Analyse hervorgeht.

Ni	4.24	%
Cu	10.66	»
S	35.90	»

Nach einer dünnen Brekzienzone folgt nach oben der vom Vorkommen des Kammikivittunturi bekannte graue Erztypus, dessen Gehalte in einer kleinen Probe folgende sind:

Ni	2.85	%
Cu	1.78	»
S	15.41	»

In den Generalproben ist der Cu-Gehalt noch niedriger:

Ni	2.79	%	2.39	%
Cu	0.21	»	0.55	»
S	22.48	»	17.66	»

In den Tiefbohrungen wurde in einem Loch, das im Abstände von 25 m vom Ausbiss angelegt wurde, das Erz in einer Dicke von 20 m durchbohrt, während in einem anderen Loche, in 65 m Abstand vom Ausbiss, der Phyllit in einer viel grösseren Tiefe als die berech-

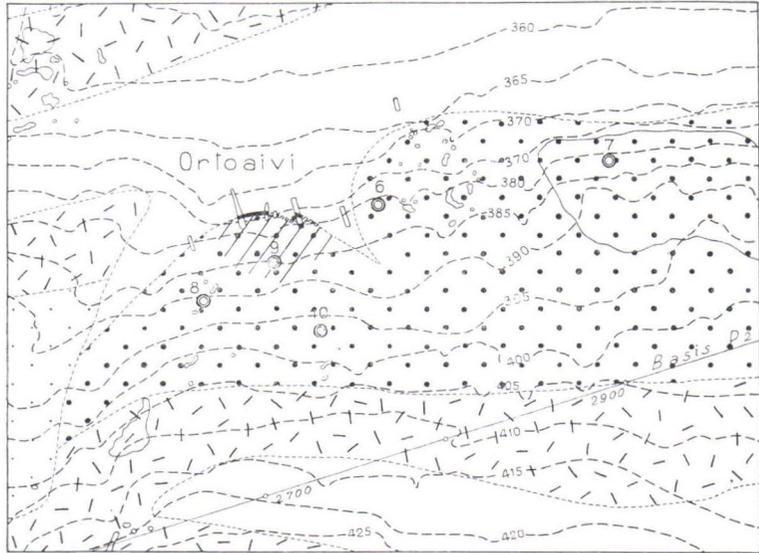


Fig. 53. Erzvorkommen des Ortoaivi. Bezeichnungen wie in Fig. 52. Massstab 1:4000.

nete und ohne das Erz erreicht wurde. Auch die übrigen drei Bohrlöcher trafen den liegenden Phyllit, aber kein Erz an. Die Erzmenge hat sich somit als unbedeutend erwiesen, und dabei hat es sich gezeigt, dass die Störungen an dieser Stelle in der Tiefe viel beträchtlicher sind als an der Erdoberfläche. Die Tektonik geht indessen nicht mit genügender Deutlichkeit hervor, um den Charakter der Störungen genauer definieren zu können.

K a u l a t u n t u r i .

Von den erwähnten drei Vorkommen am Kaulatunturi erwiesen sich zwei als ganz unbedeutend. Das dritte übertraf dagegen nicht nur in seiner Erzmenge alle anderen sondern war auch hinsichtlich der hier auftretenden verschiedenen Erztypen am interessantesten.

Schon der Ausbiss dieses Erzvorkommens erwies sich als grösser als einer der vorhergehenden. Die grösste Mächtigkeit, in der Erd-

oberfläche gemessen, beträgt 35 m, auch die wirkliche Mächtigkeit im Ausbiss beträgt 20 m, und das Erzareal in der Erdoberfläche macht 1 700 m² aus. Die Breite des Ausbisses ist hier sehr variabel. Sie wächst von dem spitzen westlichen Ende ausgehend zuerst gleichmässig, schnürt sich aber dann schnell auf ca. 2 m ein und bildet danach einen allmählich auskeilenden Schwanz nach Osten zu (Fig. 55).

Wie die Form weicht auch die Struktur dieses Erzvorkommens von den übrigen bedeutend ab. Wir haben gesehen, dass in den regelmässigsten gebildeten Vorkommnissen ein kupfersteinähnlicher, geschichteter Erztypus zuunterst auftritt. Derselbe Typus erscheint auch hier nahe dem unteren Kontakt in einer Mächtigkeit von 2 m, aber ausserdem an einer anderen Stelle in der Mitte der Erzmasse. In diesem Vorkommen spielt der brekziierte Erztypus eine höchst bedeutende Rolle. Er besteht aus kleinkörnigem Magnetkies, in den erbsengrosse, rundliche Serpentinstücke oft mit glatten Flächen eingebettet sind. Die dritte Komponente bildet der Kupferkies, der in Form von Adern auftritt und oft die Fragmente bekleidet. Eine solche Brekzie geht oft in eine homogene Kiesmasse über, die dem grauen Typus der vorhergehenden Vorkommen ähnlich ist. Neben letzterem tritt noch ein anderer homogener, feinkörniger Erztypus auf, und auch dieser wird oft brekziiert. Dieser feinkörnige, homogene Typus ist gleichmässig mit Silikatmineralen vermengt und muss als Imprägnation entstanden sein (Fig. 54). Ein anderer feinkörniger Typus wechselt in den Bohrkernen mit den mit Schieferschichten alternierenden Imprägnationen ab. Solche nickelhaltige Imprägnationen im Phyllit sind anderswo in diesem Gebiet nicht angetroffen worden, treten aber im Zusammenhang mit dem Vorkommen vom Kaulatunturi als mächtige Bildungen auf, z. B. im Bohrloche Nr. 24 12 m stark.

Als weiterer Typus, auch hier nur einmal im Bohrloch 24 (in 320—333 m Tiefe) angetroffen, ist noch das »porphyrische« Erz zu erwähnen. Das Korn ist bei diesem Erz etwas gröber als in den früher erwähnten, und in dieser Grundmasse können rundliche 0.5 cm messende Porphyroblasten von Pentlandit mit deutlicher Spaltung unterschieden werden. Dieser Erztypus ist lediglich reich an Nickel; seine Gehalte in dem Abschnitt von 13 m sind folgende:

Ni	6.25 %
Cu	1.69 »
S	33.88 »

Im Zusammenhang mit dieser Erzformation sind noch die bisweilen auftretenden metasomatischen Bildungen in Betracht zu ziehen. Eine sehr spärliche Serizitbildung als Folge der dem Gabbro ausweichenden,

sulfidhaltigen Lösungen ist früher erwähnt worden, aber in Verbindung mit dem Erzvorkommen vom Kaulatunturi sind gelegentlich wirkliche Serizitschiefer entstanden. Diese enthalten Sulfidminerale indessen sehr selten in solchen Mengen, dass man von einem ent-



Fig. 54. Kiesimpregnation in strahlsteinhaltigem Serpentin im Vorkommen vom Kaulatunturi. Vergröss. 190 \times .

sprechenden Erztypus reden könnte. Dennoch verdient diese Erscheinung Beachtung, weil sie zeigt, dass auch dieses Erzmagma mit Lösungen verbunden ist, die ähnliche Umsetzungen in den Feldspaten hervorgerufen haben, wie Verf. sie früher für das Outokumpu-Gebiet behandelt hat (1931).

Die geologische Erscheinungsform des Erzvorkommens vom Kaulatunturi ist den anderen so ähnlich, dass der Ausbiss am unteren Kontakt eines Intrusivkörpers gegen den Phyllit zutage tritt. So verhält es sich aber nur nahe der Erdoberfläche, denn der Eruptivkörper keilt sich in der Tiefe aus, und schon in 100 m unter Gelände liegt die Erzformation innerhalb der Phyllite, und bis in 350 m Tiefe erscheint kein neuer Intrusiv ständig mit ihr im Zusammenhang. Dieser Umstand ist besonders beachtenswert, weil in dem betreffenden Gebiet an der Erdoberfläche nie ein nickel-

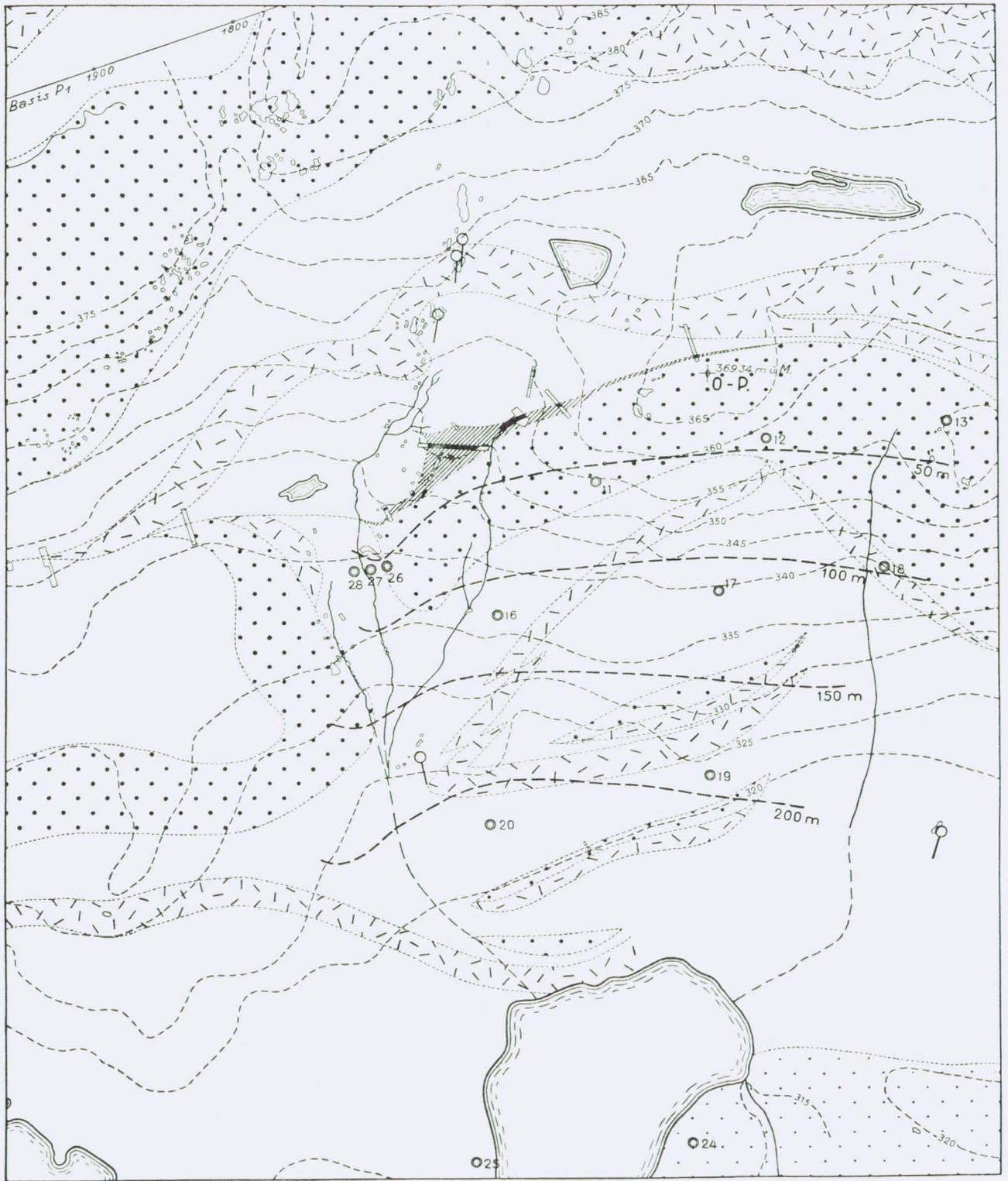


Fig 55. Geologische Karte der Umgebung des Erzvorkommens vom Kaulatunturi. Massstab 1:4000.

haltiges Erzvorkommen in den Phylliten ohne eine Verbindung mit den Intrusiven nachgewiesen worden ist.

Die Stellung des Erzkörpers in Lee hinter dem Antiklinale (Fig. 56) zeugt besonders deutlich dafür, dass die tektonischen Bewegungen bei der Eindringung des Erzmagma von Westen nach Osten gerichtet waren. Die Brekzierung des Erzes und die Unregelmässigkeiten in seiner Struktur zeugen dafür, dass diese Deformation sich noch nach der Verfestigung des Erzes fortsetzten und bei der Formgebung für ihn massgebend gewesen sind, indem sich auch die brekzierten Massen an der Leeseite eines Antiklinals ansammelten.

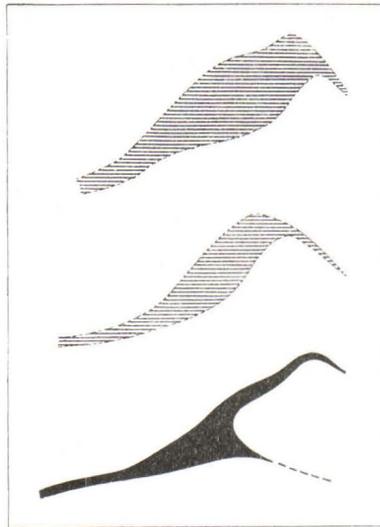


Fig. 56. Querschnitt durch das Vorkommen von Kaulatunturi beim Ausbiss (schwarz) und zwei angenommene Schnitte. Westen rechts.

A n d e r e V o r k o m m e n .

Dieselbe Ortstellung, die wir bei den oben beschriebenen Erzvorkommen gesehen haben, d. h. am unteren Kontakt der Intrusivkörper gegen den Phyllit, wiederholt sich bei allen Vorkommen östlich von unserem Sondergebiet. Die kleinen und schwachen Vorkommen beim Quellfluss des Kolosjoki und bei der Höhe Rajoaivinnjunne haben auch eine ähnliche Stellung: der erstere zwischen dem Serpentin und dem darunter liegenden agglomeratischen Tuffschiefer und der letztere gegen eine zwischen den Serpentin liegende, nur ein paar Meter dicke Abteilung von Phylliten. Diese sind beide homogene Imprägnationen im Serpentin und gleichen zum Teil dem grauen Haupttypus von Kammikivitunturi.

Das Vorkommen vom Pilgujauri ist das einzige an eine gerade Serpentinegrenze angeschlossene Vorkommen, das bisher bekannt ist, soweit seine geologischen Verhältnisse in dem stark mit Moräne bedeckten Terrain ermittelt worden sind. Es wurde auf Grund einer elektrischen Indikation hervorgegraben und später mit zwei Bohrlöchern abwärts verfolgt. Die Länge des Ausbisses beträgt ca. 100 m.

die Mächtigkeit ca. 4 m und das Erz besteht aus einem Brekzientypus mit den Gehalten:

Ni	1.78 ‰
Cu	0.42 »

Bei den Tiefbohrungen wurde bestätigt, dass 50 m unter der Mitte des Ausbisses nur 0.80 m schwaches Erz auftritt, aber in einer Entfernung von 170 m in derselben Tiefe besseres Erz von 1.0 m Mächtigkeit vorhanden ist. Die Frage ist also mit diesen Arbeiten noch nicht abgetan.

Das Vorkommen vom Onkitunturi, das auf Grund einiger Blockfunde aufgeschlossen wurde, ist in einer flachen Biegung der Serpentinengrenze gelegen. Es ist im Ausbisse ca. 100 m lang und 2 m mächtig, aber sein Tiefgang ist gar nicht untersucht worden. Das Erz besteht aus dem grauen Haupttypus des Kammikivitunturi-Vorkommens, aber mit schwachen Gehalten:

Ni	0.48 ‰
Cu	0.42 »
S	16.07 »

DIE GEOLOGISCHE ERSCHEINUNGSFORM DER NICKEL-MAGNETKIES-ERZE.

Die ersten Schürfarbeiten schienen ein solches Resultat zu rechtfertigen, dass die Nickelmagnetkies-Erze im Gebiet der Petsamontunturit in der Regel am unteren Kontakt der Intrusive gegen den Phyllit verbunden sind und in unmittelbarem genetischen Zusammenhang mit diesem stehen. Hausen schreibt (1928, S. 75): »Nach oben, d. h. mit zunehmendem Abstand vom Schiefer, wird das Erz immer ärmer und vermischt sich mit dem Serpentin. Dies letztere Gestein nimmt schliesslich ganz überhand. Es ist also hier offenbar, dass der Serpentin (Peridotit) das Muttergestein des Kiesvorkommens ist, mit anderen Worten: dass die Kiesmasse sich durch magmatische Differentiation angereichert hat». Diesem Gedankengang nahe stand auch die Vorstellung, dass das Erz ebenfalls in einem quantitativen Verhältnis zum Intrusiv stehe. So schreibt Hausen S. 80: »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 Möglichkeit vorhanden, dass auch die Erze in dieser Richtung quantitativ zunehmen.»

Aber nicht nur hier, sondern in allen anderen Gebieten war man zu derselben Auffassung über die Bildung von Nickelmagnetkies-
Erzen gekommen. Der berühmte Lagerstättenforscher J. H. L. Vogt hat diese Erfahrungen zu folgenden Sätzen zusammengefasst (1914) S. 308:

»1. Die Verknüpfung der zahlreichen, in verschiedenen Ländern auftretenden Vorkommen mit Gabbrogesteinen, oder ausnahmsweise dazugehörigen basischen Gängen, ist konstant und folglich gesetzmässig.

2. Die vielen Vorkommen ähneln einander nicht nur geologisch, sondern auch mineralogisch so sehr, dass sie durchweg dieselbe Genesis haben müssen, und der monotone Charakter der Lagerstätten lässt auf einen absolut einheitlichen Bildungsprozess schliessen.

3. Häufig lassen sich örtlich Übergänge zwischen Erz und Gabbro nachweisen; das Erz muss also im wesentlichen in ähnlicher Weise gebildet sein, wie das silikatische Eruptivgestein.

4. Die Struktur der reinen oder fast reinen Kiesmischung mit idiomorphen Schwefelkieskristallen, gelegentlich auch mit idiomorphen Kristallen von Hypersthen, Biotit usw. ergibt eine Kristallisation aus einer einheitlichen magmatischen Lösung und nicht, wie z. B. bei den Blei-, Silber-, Zinkerzgängen aus aufeinanderfolgenden Lösungen.

5. Die Lagerstätten treten häufig in Partien der Gabbrofelder auf, die sich durch stark eingreifende magmatische Differentiationen des silikatischen Eruptivgesteins auszeichnen.

6. Die Vorkommen werden bisweilen (z. B. bei Romsaas in Norwegen und an vielen Stellen von Sudbury) von basischen Gesteinsgängen (Diabas, Olivindiabas usw.) durchschnitten, die als Nachschübe gabbroidaler Eruptionen aufzufassen sind. Die Bildung des Erzes gehörte somit der magmatischen Periode an.

7. Einige Lagerstätten werden von sauren leukokraten Schlieren und Gängen, also von den sauren magmatischen Ausscheidungsprodukten des Gabbromagmas begleitet und durchsetzt; auch daraus ergibt sich eine Bildung während der magmatischen Periode des Eruptivgesteins.

8. Die charakteristische Begleitung von Titanomagnetit lässt auf einen Bildungsprozess schliessen, der analog dem der magmatischen Titaneisenerzvorkommen ist.

9. Pneumatolytische Mineralien fehlen vollständig.

10. Es fehlen als primäre Bildungen die üblichen sich auf nassem Wege bildenden Mineralien».

Beim Andauern der Untersuchungen an den Erzvorkommen der Petsamontunturit wurden indessen neue Beobachtungen gemacht, die diese Erzformationen in einer etwas anderen Beleuchtung erscheinen lassen:

1. Die Menge des Erzes steht in keiner Beziehung zur Masse des Eruptivgesteins, sondern die eigentlichen Erze schliessen sich im Gebiet Kaulatunturi—Kammikivitunguri an Intrusiven mit der geringsten Mächtigkeit an, während im Zusammenhang mit den anderen, oft viel mächtigeren Intrusiven keine Erzvorkommen angetroffen sind.

2. Die Erze treten in diesem Gebiet nur in den oberen Teilen der intrudierten Phyllitzone, also an den Stellen auf, wo die tektonischen Bewegungen am kräftigsten gewesen sind, nie aber in den unteren, weniger bewegten Teilen der Zone.

3. Die Erze treten an Stellen starker Biegung der Intrusivkörper, nie aber an geraden Grenzen auf.

4. Die Erze schliessen sich in der Regel den am stärksten geschieferten Stellen an (Kotselvaara, Ortoaivi, Kaulatunturi), während sie an den im primären Zustande erhaltenen Kontakten immer fehlen.

5. Die Erze erscheinen auch in den oberen Teilen der Intrusive, zusammen mit dem Gabbro, wo die unmittelbare Ausscheidung der schweren Erzmassen schwierig zu erklären ist.

6. Das Auftreten der Erze innerhalb der Phyllite ohne nachweisbare direkte Verbindung mit Intrusivgesteinen und die Bildung von mächtigen Imprägnationszonen setzt jedenfalls ein Eindringen von besonderem Kiesmagma voraus.

7. In dieselbe Richtung deutet auch das Auftreten der Erze an den tektonisch optimalen Stellen (z. B. an der Leeseite einer Antiklinalbildung), wo auf Grund der tektonischen Bewegungen die Erzeugung von Druckminima erwartet werden kann (Kotselvaara, Kammikivitunguri, Kaulatunturi).

8. Das »poikilitische« Erz hat sich als eine Imprägnation erwiesen, die durch Verdrängung von Amphibol und Pyroxen zustande gekommen ist, und auch in den anderen Erztypen haben sich die Kiesminerale paragenetisch jünger als die sekundär gebildeten Chlorit, Talk und Strahlstein erwiesen.

9. In den am wenigsten umgewandelten Serpentinien sind keine Kiesminerale angetroffen worden, während der Kiesgehalt im allgemeinen mit der Umwandlung zunimmt.

10. Imprägnationen, die von den aus dem Intrusiv-Magma austretenden Kiesmineralen gebildet sind, enthalten kein Nickel und wenig Kupfer.

Auf dieser Grundlage hat Verf. sich nicht den früheren Vorstellungen anschliessen können, sondern hält es für wahrscheinlicher, dass das Erz in diesem Gebiet in Form eines besonderen Erzmagmas im Zusammenhange mit den tektonischen Bewegungen in diese mobile Zone eingedrungen ist. Die Einwanderung von Erzmagma hat erst dann stattgefunden, als die Intrusionen vom basischem Magma sich schon verfestigt hatten und die Phyllitzone inhomogen machten. Die Deformationen verursachten Schieferung in den schon verfestigten Intrusivgesteinen, dabei aber auch eine Erzeugung von Druckminima in der inhomogenisierten Zone, wodurch die Eindringung von Erzmagma erleichtert wurde. Besonders bei der Beschreibung der Erzvorkommen vom Kotselvaara und Kaulatunturi haben wir gesehen, dass ihre Intrusion unter solchen Umständen stattgefunden haben muss. Ausserdem haben wir bei der Besprechung des Vorkommens vom Kaulatunturi darauf aufmerksam gemacht, dass die Formen der Erzkörper, die zum grossen Teil von Brekzienerz zusammengesetzt sind, durch spätere Bewegungen des Erzes im festen Zustand bedingt sein können. Auch die Ortstellung kann gelegentlich, z. B. bei einigen der kleinen Vorkommen von Kammikivitunguri, in dieser Weise erklärt werden.

PETROGRAPHISCHE BESCHREIBUNG DER NICKEL-MAGNETKIESERZE DER PETSAMONTUNTURIT.

Verschiedene Typen.

Im allgemeinen haben die Nickel-Magnetkieserze der Petsamontunturit feineres Korn als die anderen Vertreter dieser Gruppe von Kieserzen.

Die mikroskopische Untersuchung dieser Erze hat gezeigt, dass sie zum grössten Teil ausgesprochene Imprägnationen darstellen. Entsprechend verschiedenen Entstehungsbedingungen haben sie sich zu einer Menge ungleichartiger Strukturtypen ausgebildet, und diese Typen zeigen auch in chemischer Hinsicht untereinander oft deutliche Verschiedenheiten. Der Mineralbestand aller Typen ist indessen derselbe: Magnetkies, Pentlandit, Kupferkies, Magnetit und Silikate, nur die quantitativen Verhältnisse sind verschieden.

1. Als Haupttypus dürfte eine graue, homogene, feinkörnige Modifikation, die hauptsächlich aus einem Gemenge von Magnetkies

und dunklem Silikat mit spärlichem Kupferkies besteht, bezeichnet werden. Dieser Typus ist gut entwickelt in den Vorkommen vom Kammikivittunturi sowie Ortoaivi und bildet da die Hauptmasse dieser Erze. Nach oben hin nimmt die Silikatmenge zu, und das Erz geht ohne scharfe Grenze in Serpentin über.

2. Nach unten zu geht oft, so auch an den obengenannten Stellen, dieser Erztypus über in eine streifige, an Silikatmineralen arme Kiesmasse von deutlich gelblicher Farbe, die von Kupferkies herrührt. Nach ihrer mikroskopischen Struktur wollen wir diese Modifikation als den granoblastischen Erztypus bezeichnen.

3. Beim Abnehmen des Silikatgehaltes kann der Haupttypus auch in eine porphyrische Modifikation übergehen, bei welcher in der feinkörnigen, sonst homogenen Kiesmasse grössere rundliche Körner von Pentlandit wegen ihrer deutlichen Spaltrichtung hervortreten.

4. Oft geht der Haupttypus auch in eine vierte Modifikation über, die eine dunkle serpentinähnliche Farbe hat und die die Kiesminerale in Form von so feiner Imprägnation enthält, dass sie nur durch ein leichtes metallisches Schimmern hervortreten. Dessen ungeachtet kann ein solches Erz beträchtliche, ja sogar hohe Gehalte von Nickel und Kupfer zeigen. Dieser Typus ist besonders für das Vorkommen vom Kaulatunturi zu erwähnen.

5. Von dem vorhergehenden zu unterscheiden ist hier die feinkörnige Schieferimprägnation von grauer Farbe und mit einer leichten Bänderung. Zusammen mit diesem Typus tritt im Vorkommen vom Kaulatunturi

6. eine stark gebänderte Schieferimprägnation auf.

7. Der dritte Typus der in den Phylliten entstandenen Erzbildungen ist die Schieferbrekzie, in welcher der Phyllit insbesondere von Kupferkies durchadert ist.

8. Ausserdem muss noch das Brekzienerz erwähnt werden. Diese Bildung ist indessen sekundär aus den vorerwähnten primären Typen, meistens aus dem 1. oder dem 4. Typus, entstanden. Dabei kommen aber Brekzienerze vor, die in einer brekzierten Kiesmasse rundliche Fragmente von Silikatgesteinen mit glatten Oberflächen enthalten. Darum sind diese Erze auch in chemischer Hinsicht inhomogen.

Der Haupttypus.

Der gewöhnlichste Erztypus besteht aus einer feinkörnigen Mischung von Kiesmineralen mit Serpentin, an der, besonders an einer polierten Oberfläche, eine deutliche »Körnigkeit« auch mit blossen

Auge erkennbar ist (Fig. 57). An diesem Erz lässt sich keine Schichtung, Streifung oder irgendeine andere Inhomogenität beobachten, nur eine allmähliche Zunahme der Kiesminerale von oben nach unten. Diese haben die graue Farbe des Magnetkieses, und im all-

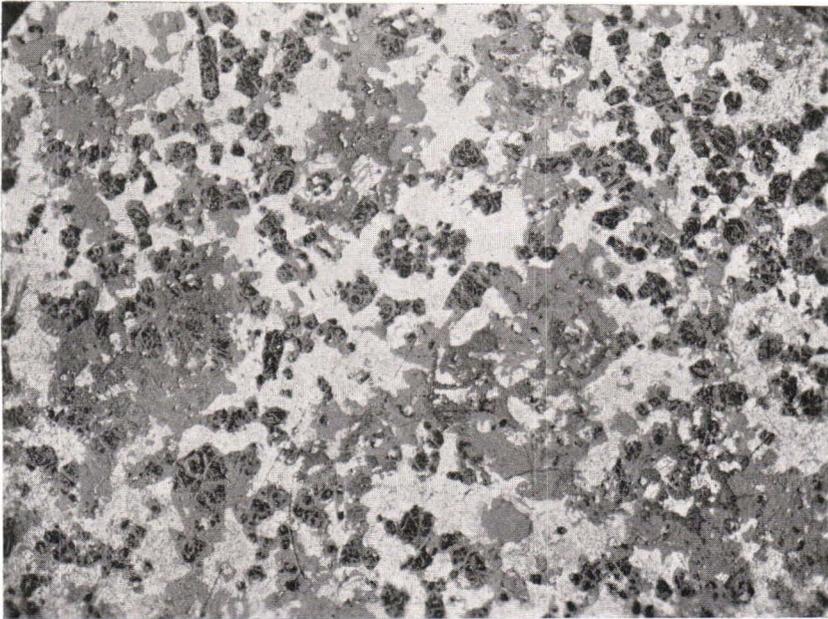


Fig. 57. Das »poikilitische« Erz im Vorkommen von Kammikivunturi, nahe dem oberen Kontakt. Vergröss. 8.5 \times . Anschliff.

gemeinen ist keine Andeutung von der Farbe des Kupferkieses wahrzunehmen. Der Serpentin erscheint gewöhnlich vollkommen schwarz, Talk wird nicht beobachtet. Dieser Typus tritt besonders in den Vorkommen vom Kammikivunturi und Läntinen Ortoaivi in grossen Mengen und in seiner charakteristischen Form auf.

Unter dem Mikroskop wird indessen beobachtet, dass die »Körnigkeit« des Erzes nicht durch einzelne Körner hervorgerufen ist, sondern der Serpentin eigentlich aus Pseudomorphosen von Talk und Serpentin nach Olivin besteht und die Kieskörner in eine feinkörnige Mischung von Magnetkies, Pentlandit, Kupferkies und Magnetit aufgelöst werden. Die Pseudomorphosen haben meist die Formen der Olivinkristalle und das Erzgemenge umgibt sie in Form einer Zwischenmasse. Die Mitten der grösseren Zwischenräume zwischen den Pseudomorphosen bestehen aus größerem Magnetkies mit Pentlanditkör-

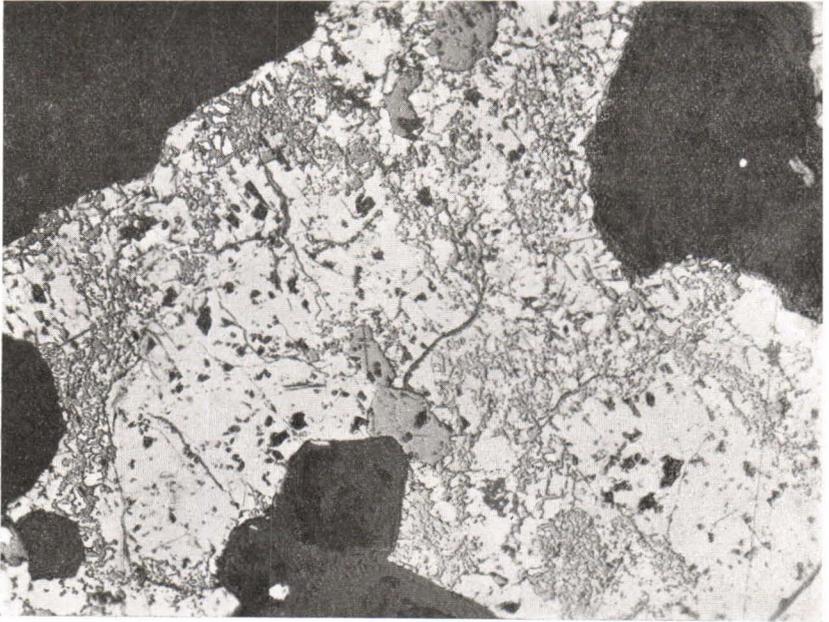


Fig. 58. «Poikilitisches» Erz, Kammikivunturi. Hell Magnetkies, Pentlandit und etwas Kupferkies, grau Magnetit und dunkel Serpentin mit Talk. In der Mitte des vorigen Bildes. Vergröss. 130 \times .

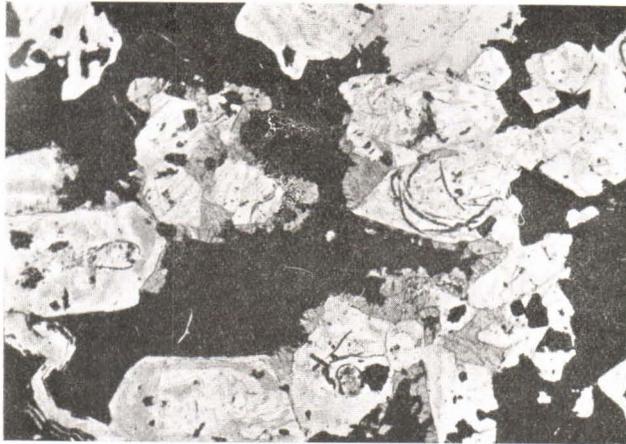


Fig. 59. «Poikilitisches» Erz, entstanden durch Verdrängung der braunen Hornblende. Kammikivunturi. Durchgehendes Licht, Ohne Nicole. Vergröss. 36 \times .

nen, aber an den Rändern tritt ein sehr feinkörniges Gemenge auf, in dem besonders Magnetit und Kupferkies konzentriert sind (Fig. 58).

Indessen unterscheidet sich die Struktur der oberen Teile auch dieses Typus von der der unteren Partien ganz bedeutend. In den oberen Teilen haben die Pseudomorphosen ihre Formen gut bewahrt und sind die Kiesminerale sehr selten in sie eingedrungen, so dass sich ein sehr typisches »poicilitic ore« entwickelt hat. Die Pseudomorphosen haben einen schaligen Bau und bestehen aus Serpentin und Talk. Mitunter werden indessen ihnen anhaftende Reste brauner Hornblende angetroffen, die zeigen, dass die Kiesmasse sich unter Verdrängung dieses Minerals Platz geschaffen hat (Fig. 59). Die silikatischen Bestandteile und die Kiesminerale sind also nicht von demselben Magma auskristallisiert worden, sondern das Kiesmagma hat unter selektiver Verdrängung von Silikatmineralen (von brauner Hornblende) den Serpentin ertränkt. Das Erzgemenge ist hier beinahe ganz feinkörnig, und der Pentlandit kann nur selten vom Magnetkies unterschieden werden. Dem Gemenge sind immer feinschuppiger Chlorit und Talk beigemischt. Der Magnetit tritt oft in Form von schmalen Zonen an den Rändern der Kiesmasse auf.

Nach unten zu wird das Kiesgemenge in der Mitte der Ansammlungen gröber, der Pentlandit erscheint in deutlichen Körnern, daneben auch in flammenartigen Gebilden im Magnetkies, und auch der Kupferkies tritt in den mittleren Teilen auf. Die Randpartien bestehen aber stetig aus dem feinkörnigen Gemenge von Kupferkies und Magnetit mit untergeordnetem Magnetkies. Solche feinkörnigen Bildungen durchziehen auch die mittleren Partien der Kiesgemenge in Form von schmalen Zonen. Auch die Pseudomorphosen zeigen dann nicht mehr so deutlich die Formen des Olivins und die Kiesminerale, besonders Kupferkies, ist in sie eingedrungen, oft in parallel mit der Begrenzung der Pseudomorphosen verlaufenden Zonen (Fig. 60 u. 61).

In einigen solches Erz durchsetzenden Gängen von Kupferkies sind auch einzelne Körnchen Zinkblende angetroffen worden, nie aber im Erz selbst.

In bezug auf seine chemische Zusammensetzung hat der obenbeschriebene Erztypus einige charakteristische Merkmale, die aus der Zusammenstellung hervorgehen. Der Ni-Gehalt steigt beim Haupttypus bis zu 3 %, der Cu-Gehalt dagegen nur bis zu 1.5 %, bleibt aber oft viel kleiner im Verhältnis zum Ni-Gehalt, z. B. Analyse Nr. 21. Diese Erze haben also einen mittleren Ni-Gehalt neben zurücktretendem Cu-Gehalt. Nur an der Grenze beim Übergang zum Serpentin erreicht der Cu-Gehalt den Ni-Gehalt (An. Nr. 41, 42).



Fig. 60. Imprägnationserz im Vorkommen vom Kammikivintunturi. Die Sulfidminerale sind auch in die Pseudomorphose eingedrungen. Die sekundären Minerale sind in das Erz eingeschlossen worden. Anschliff, Vergröss. 130 \times .

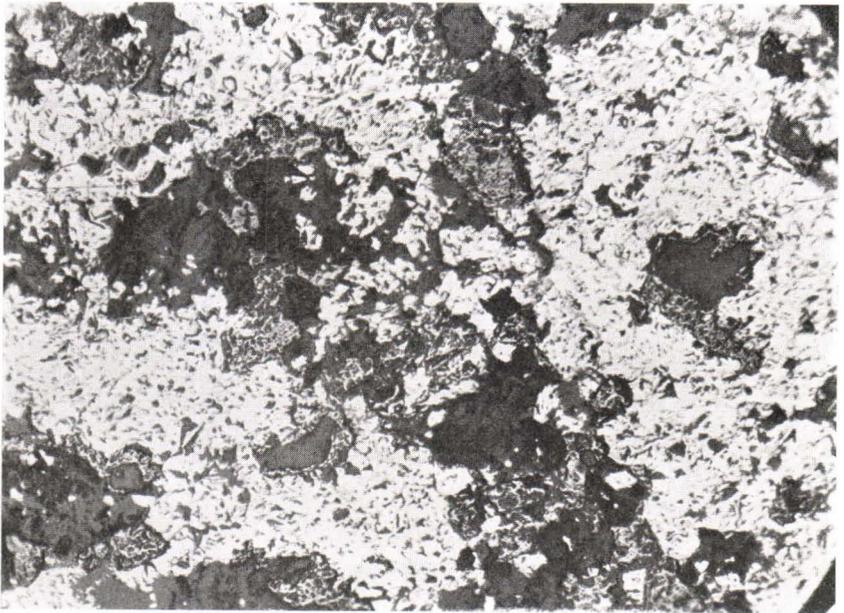


Fig. 61. Imprägnationserz im mittleren Teil des Vorkommens vom Kammikivintunturi. Vergröss. 55 \times .

Tab. XXIX. Analysen zum Haupttypus der Nickel-Magnetkieserze in den Petsamontunturit.

Nr	Fe	Ni	Cu	S	Unlösl.	Vork.	Probe
21	24.75	2.79	0.21	22.48		9	Gen. Pr. 130 cm
22	30.35	2.39	0.55	17.66		»	» 70 »
37	31.25	2.24	1.53	13.76	24.22	5. I	Bohrk. 10 »
40	35.74	1.90	1.38	16.82	23.02	5. II	» 300 »
41	23.68	1.12	1.15	9.80	32.58	»	» 27 »
42	20.08	0.41	0.38	8.58	43.50	5. III	» 214 »
104	27.08	1.69	0.22	14.32	27.28	9. IX	» 4 »
105	54.83	3.05	1.25	33.58	0.86	»	» 5 »
106	53.21	2.04	0.28	33.98	5.28	3	kleine

Hier wie weiter unten werden die Vorkommen folgendermassen mit Nummern bezeichnet:

1. Kaulatunturi, grosses Vorkommen
2. » 1 410 m P₁ 594 m S
3. » 1 240 m P₁ 550 m S
4. Kotselvaara
5. Kammikivittunturi
6. Kammikivittunturi—Ortoaivi, 2 148 m P₂ 191 m S
7. » — » , 2 213 m P₂ 107 m S
8. » — » , 2 200 m P₂ 10 m S
9. Ortoaivi
10. Kolosjoki, Quellbach
11. Rajoaivinnjunne
12. Pilgujauri
13. Onkitunturi
14. Block NW des Pilgujauri

Die Bohrlöcher sind mit römischen Ziffern bezeichnet. Die Analysenummern bis zu 22 beziehen sich auf die Jahresberichte der Geologen Toimikunta, d. J. 1924—25; die darauffolgenden im Laboratorium der Geologen Toimikunta ausgeführten Analysen beziehen sich auf das Verzeichnis des Laboratoriums.

Der granoblastische Typus.

Sowohl im Vorkommen vom Kammikivittunturi als in dem vom Ortoaivi geht das Erz nach unten in eine sehr silikatarmer Kiesmasse über, die eine deutliche aber unregelmässige Schichtung oder Streifig-

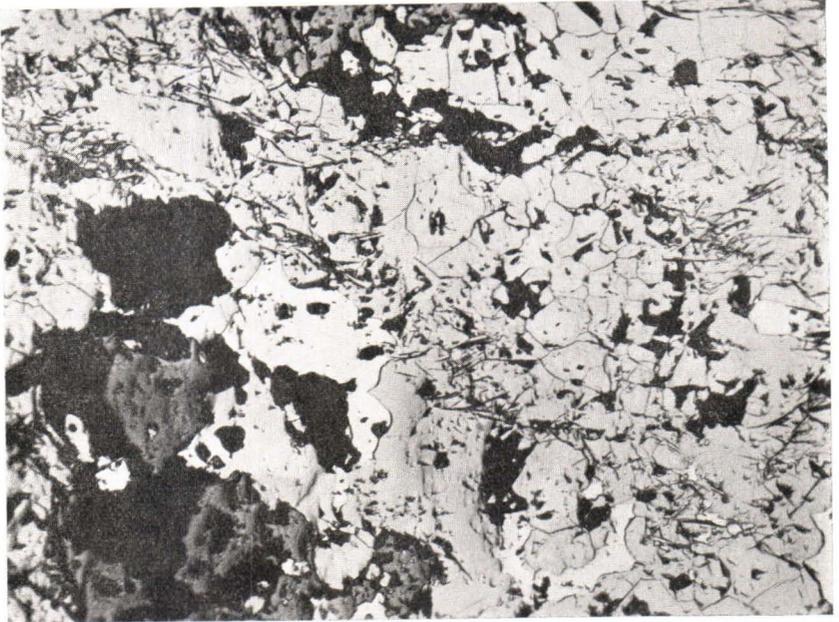


Fig. 62. Übergang des Haupttypus in das granoblastische Erz im Vorkommen vom Kammikivinturi. Vergröss. 130 ×.

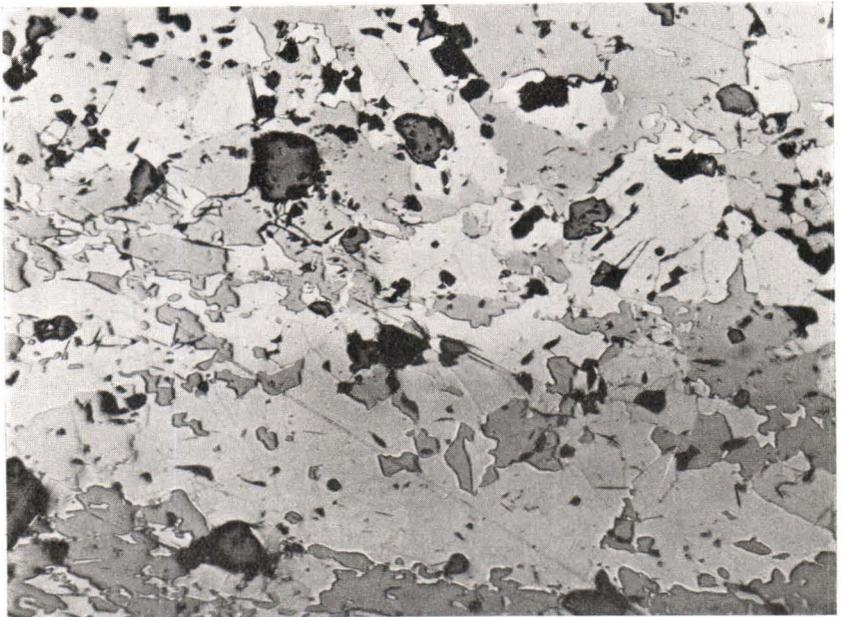


Fig. 63. Granoblastischer Erztypus im Vorkommen vom Kammikivinturi. Hell Kupferkies und Pentlandit, grau Magnetkies und dunkelgrau Magnetit. Vergröss. 130 ×.

keit in der Richtung der unteren Grenzfläche zeigt. Schon mit blossem Auge ist es ersichtlich, dass diese Streifigkeit durch die Verteilung des Kupferkieses verursacht ist. Von Tanner wurde dieses Erz als »kupfersteinähnlich« bezeichnet.

Unter dem Mikroskop wird eine granoblastische Masse von Magnetkies mit ausgezogenen Schlieren von Kupferkies mit länglichen Körnern beobachtet (Fig. 63). In die Magnetkieslager eingebettet finden sich grössere Körner von Pentlandit und Magnetit, der letztere mit Schuppen von Talk umhüllt. Die beiden letzteren Bestand-

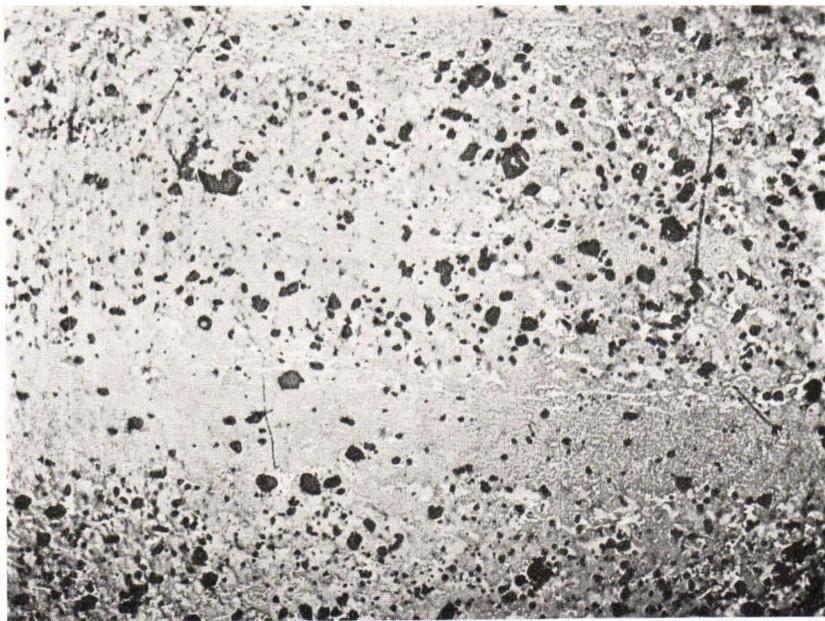


Fig. 64. Lagenstruktur und Streifigkeit im granoblastischen Erz vom Kammikivittunturi. Vergröss. 13.5 ×.

teile sind, wenn sie in etwas länglichen Körnern auftreten, oft quer gestellt. Auch hier kommt der Pentlandit ausserdem auch in Form von flammenartigen Gebilden im Magnetkies vor. Die Verteilung der Schlieren von Kupferkies ist ungleichmässig. Sie sind stellenweise zu an Kupferkies reichen Lagen angesammelt, während zwischen ihnen Lagen ohne Kupferkies vorkommen (Fig. 64).

Chemisch ist dieser Typus durch aussergewöhnlich hohen Cu-Gehalt und dabei durch hohen Ni-Gehalt ausgezeichnet, wie aus den Analysen in folgender Tabelle hervorgeht.

Tab. XXX. Analysen über den granoblastischen Erztypus.

Nr.	Fe	Ni	Cu	S	Vork.	Probe
7		4.00	7.68		5	kleine
11	25.87	4.80	8.58	14.19	7	»
18	47.08	4.24	10.66	35.09	9	Gen. Pr. 150 cm

Der porphyrische Typus.

Nahe verwandt mit dem vorhergehenden ist ein anderer reicher Erztypus, der aus beinahe reiner, homogener Kiesmasse besteht. Dieser Erztypus ist also nicht gestreift, und sein Gehalt an Kupfer-

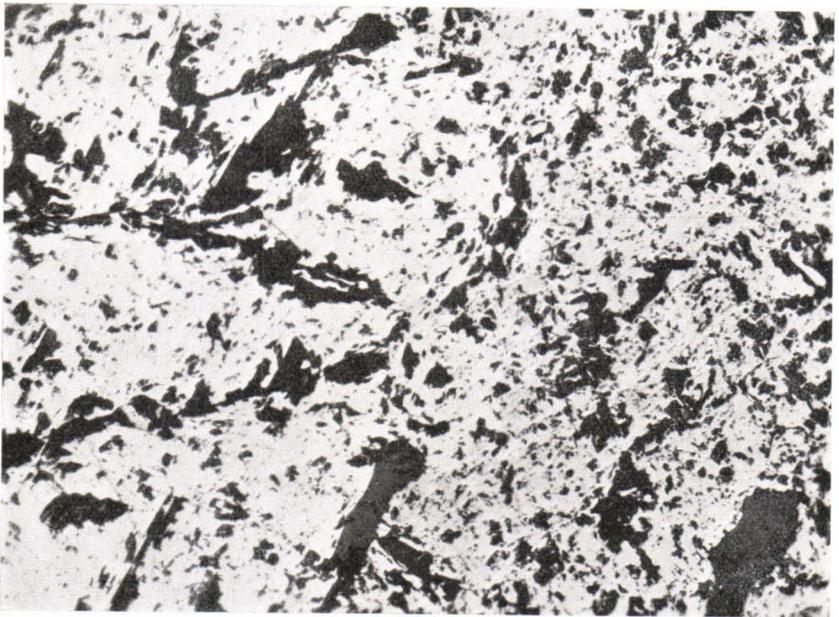


Fig. 65. Porphyrischer Erztypus. Ortoaivi, Bohrloch IX. Links ein grosser Einsprengling von Pentlandit. Vergröss. 130 \times .

kies ist bedeutend niedriger als der des vorigen. Ausserdem ist er durch grössere, rundliche Körner von Pentlandit, die durch ihre deutliche Spaltbarkeit hervortreten, ausgezeichnet (Fig. 65). An der verwitterten Tagesoberfläche treten diese porphyrischen Pentlanditkörner als dunkle Flecken hervor.

Die Zwischenmasse zwischen den grösseren Körnern von Pentlandit ist von Magnetkies, Kupferkies und Magnetit von kleinerem

Korn zusammengesetzt. Ausserdem beteiligen sich an ihr büschelförmige und andere Aggregate von Strahlstein sowie oft auch kleinere Körner von Pentlandit. Aber nicht nur in Form von grösseren und kleineren Körnern sondern auch als flammenartige Gebilde überall im Magnetkies erscheint oft der Pentlandit. Solche Ausscheidungen von Pentlandit innerhalb des Magnetkieses, die häufig an Rissen beginnen, sind auch oft an den Grenzen der Pentlanditkörner entstanden und geben dann dazu Anlass, dass diese Grenzen etwas verwachsen erscheinen.

In chemischer Hinsicht zeichnet sich dieser Typus in einigen Fällen durch ausserordentlich hohe Nickelgehalte aus, aber auch die mittleren Gehalte sind recht gewöhnlich. Der Kupfergehalt ist im allgemeinen mittelhoch, ca. 1.5 %, in einigen Fällen steigt er bis zu 2 %, wodurch ein Übergang zum kupferreichen, granoblastischen Typus möglich scheint. Gegen den Haupttypus besteht der Unterschied in dem manchmal niedrigen Kupfergehalt des letzteren. Es gibt aber auch in dieser Hinsicht Übergänge (An. Nr. 258).

Tab. XXXI. Analysen über den porphyrischen Erztypus.

Nr.	Fe	Ni	Cu	S	Unlösl.	Vork.	Probe
12	53.00	7.39	1.66	36.63		7	4 Stücke
82	55.84	2.88	2.03	24.88		9.IX	kleine
171	54.28	2.49	2.03	31.63	4.39	»	Bohrk. 390 cm
258	45.36	1.72	0.53	31.44		1.XX	» 30 »
281		2.09	1.46	33.05		8	Gen. Pr. 100 »
282		2.12	1.61	26.18		»	» » 150 »
283		1.85	1.38	30.37		»	» » 100 »
287		6.25	1.69	33.88		1.XXIV	Bohrk. 1 289 »

Die feinkörnige Imprägnation im Serpentin.

Manchmal hat die Imprägnation von Serpentin mit Kiesmineralen in so inniger Weise stattgefunden, dass der Kiesgehalt auch im frischen Bruch sich nur durch ein leichtes metallisches Schimmern zu erkennen gibt. An der polierten Oberfläche ist die wolkig unebene, feine Verteilung der Kiesminerale schon mit blossem Auge sichtbar. Auch in dieser Weise erscheint die Kiesmenge ganz unbeträchtlich, aber indessen ist dieser Erztypus neben den oben beschriebenen, reichen Erztypen keineswegs zu vernachlässigen, denn die Metallgehalte können in einigen Fällen bei diesem Typus gleich hohe Werte wie bei den obigen erreichen. Zu diesem Typus gehören ein bedeutender

Teil vom Ausbiss des grossen Erzvorkommens am Kaulatunturi, ein beträchtlicher Teil des Erzes vom Ortoaivi, gänzlich das kleine Vorkommen vom Quellbach des Kolosjoki und teilweise auch das Vorkommen vom Onkitunturi.

Unter dem Mikroskop wird eine blättrige oder fibrige Verteilung der Kiesminerale beobachtet, die augenscheinlich durch Eindringung der feinverteilten Kiesminerale zwischen und in die schuppigen oder fibrigen Minerale entstanden ist (Fig. 55 u. 66). Es sieht so aus,

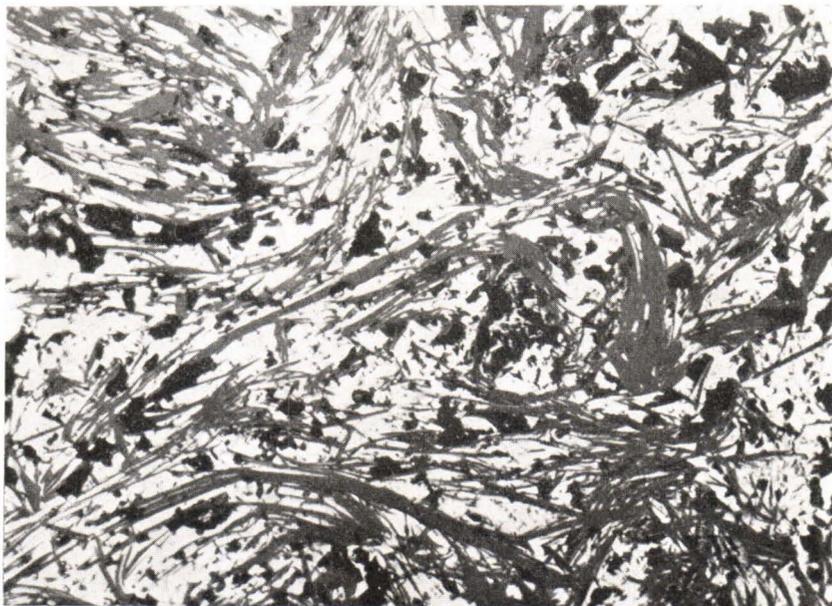


Fig. 66. Kiesimprägation im strahlsteinhaltigen Serpentin im Vorkommen vom Kaulatunturi. Vergröss. 190 ×.

wie wenn die Eindringung der Kiesminerale hier rein mechanisch, nicht unter Verdrängung von silikatischen Bestandteilen wie beim Haupttypus, stattgefunden hätte. Dabei haben sich Deformationen und Bewegungen in der Gesteinsmasse abspielen müssen, was auch daraus hervorgeht, dass bei diesem Erztypus fiederspaltentartige, vom quergestellten Strahlstein ausgefüllte Gänge sehr gewöhnliche Erscheinungen sind. Diese Gangbildungen sind auch mit Kiesimprägation versehen (Fig. 67), und die metallische Schimmerung ist bei ihnen wegen der einheitlichen Orientierung der Fibern deutlicher sichtbar.

Diese Imprägnationen sind deutlich im Zusammenhang mit oder nach der Bildung von sekundären Mineralen in den Olivinsteinen und also nicht bei ihrer primären Kristallisation entstanden.

Die Erzminerale sind in diesen feinkörnigen Imprägnationen dieselben wie bei den vorigen Erztypen: Magnetkies, Pentlandit, Kupferkies und Magnetit. Die einzelnen Kiesminerale sind indessen im allgemeinen nicht miteinander vermengt, sondern jedes von ihnen tritt oft in einem grösseren oder kleineren Bereich allein auf. Der



Fig. 67. Kiesimprägation im Serpentin mit Gangbildung (rechts) im Vorkommen vom Kaulatunturi. Vergröss. 190 ×.

obengenannten Gangbildungen hat sich gewöhnlich der Kupferkies bemächtigt. Der Magnetkies hat sich indessen hie und da zu grösseren Körnern zusammengeballt, und in diesen Aggregaten erscheint auch der Pentlandit, der überhaupt eine Neigung, sich zu grösseren Körnern anzusammeln, zu besitzen scheint. Der Magnetit hat jedoch in seinem Auftreten einen anderen Charakter als die übrigen Bestandteile, indem er als rundliche Körner erscheint: entweder in grösseren Körnern ausgebildet oder in Form von feinkörniger Beimischung.

Auch diese feinkörnige Imprägnation im Serpentin hat ihren eigenen chemischen Charakter, indem hier der Nickel- und der Kupfer-

gehalt öfters einander das Gleichgewicht halten, wie aus der Zusammenstellung der chemischen Analysen in Tab. XXXII hervorgeht. Die Gehalte der beiden Metalle liegen gewöhnlich zwischen 1 und 1.5 %. Mitunter sind auch hohe Gehalte nachgewiesen worden, und dann herrscht der Nickelgehalt vor. Der S-Gehalt ist immer niedrig.

Tab. XXXII. Analysen über feinkörnige Imprägnationen im Serpentin.

Nr.	Fe	Ni	Cu	S	Unlösl.	Vork.	Probe
16	23.41	7.35	2.45	11.84		1.	8 St. 600 cm
167	29.19	1.22	1.36	12.28	25.16	1.XVII	Bohrk. 594 »
170	36.41	0.84	0.68	16.95	27.01	9.IX	» 464 »
243		0.88	0.38	16.88		1.XX	» 464 »
244		0.98	1.54	15.26		»	» 75 »
256		0.82	0.39	28.23		»	» 64 »
257		0.75	0.30	15.41		»	» 97 »
259		2.07	2.05	14.37		»	» 162 »
285		1.02	0.94	17.30		1.XXIV	» 217 »
286		1.37	1.87	17.70		»	» 202 »

Die Imprägnationen im Phyllit.

Im Bohrloch Nr. 24 am Kaulatunturi sind unterhalb des porphyrischen Erztypus, durch eine 3 m mächtige, von Kiesgängen durchsetzte Pyroxenitlage von diesem getrennt, eine Reihe abwechselnd homogener und gebänderter Kiesimprägnationen im Phyllit durchbohrt worden. Die ersteren treten in Lagen mit Mächtigkeiten von 1—2 Metern auf und sehen beinahe homogen aus, nur im grossen werden leichte Unterschiede beobachtet. Die letzteren, 2—3 m mächtigen Lagen sind dagegen erheblich gebändert, indem starke und schwache Kiesimprägnationen mit so gut wie kiesfreien Schichten in ihnen abwechseln. Die Grenzen zwischen solchen Schichten sind bisweilen scharf, öfters aber zeigen die Schichten einen ganz allmählichen Übergang ineinander. In den homogenen Lagern tritt der Kiesgehalt kaum mehr hervor als in den oben beschriebenen feinkörnigen Imprägnationen der Serpentine.

Die mikroskopische Struktur dieser Imprägnationen ist ganz anders als die der imprägnierten Serpentine. In einer feinkörnigen Schiefermasse mit einzelnen, grösseren Quarzkörnern liegen in der homogenen Imprägnation gleichmässig durch die ganze Masse verstreute kleine, unregelmässig geformte Kieskörner (Fig. 68). Der grösste

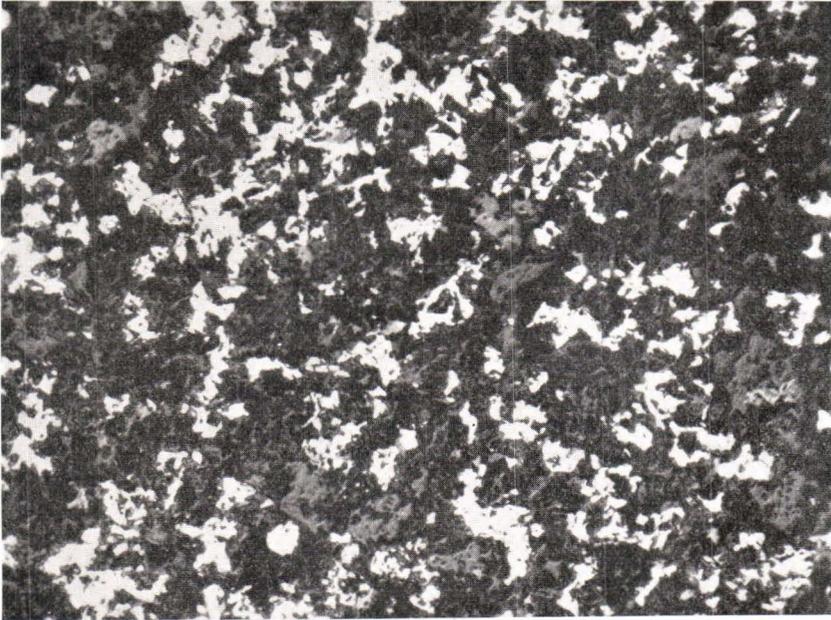


Fig. 68. Kiesimprägation im Phyllit im Vorkommen vom Kaulatunturi. Vergröss. 190 \times .



Fig. 69. Gebänderte Kiesimprägation im Phyllit im Vorkommen vom Kaulatunturi. Vergröss. 4.5 \times .

Teil besteht aus Magnetkies, der Kupferkies ist nur in geringen Mengen beigegeben. Nur einzelne Körner von Magnetit werden beobachtet. In den gebänderten Imprägnationen bestehen die kiesreichen Schichten aus einer kompakten Kiesmasse, die nur isolierte Einschlüsse von den Schieferbestandteilen umfasst, die mit diesen wechsellagernden Schiefer-schichten enthalten, dagegen nur sehr winzige Körner der Kiesminerale. Die Übergänge zwischen diesen beiden Schichten erscheinen oft auch unter dem Mikroskop ganz unscharf (Fig. 69).

Nach den ausgeführten quantitativen Analysen ist der chemische Charakter der Schieferimprägnationen sehr ausgeprägt: der Kupfergehalt ist viel höher als der Nickelgehalt. In den homogenen Imprägnationen steigt der erstere über 1 %, in den gebänderten ist er etwas niedriger (Tab. XXXIII, die drei ersten sind homogene, die letzten gebänderte Imprägnationen).

Tab. XXXIII. Analysen über Schieferimprägnationen.

Nr.	Ni	Cu	S	Vork.	Probe
289	0.24	1.35	11.95	1.XXIV	Bohrk. 211 cm
291	0.25	1.33	13.82	»	» 114 »
293	0.38	1.02	15.79	»	» 96 »
Im Mittel	0.27	1.27	13.33	(33 % Kies)	
290	0.20	0.65	11.30	1.XXIV	» 316 »
292	0.32	0.75	9.66	»	» 160 »
294	0.35	0.78	9.51	1.XXV	» 166 »
Im Mittel	0.27	0.71	10.43	(26 % Kies)	

Die Schieferbrekzie.

An der Grenze gegen den Phyllit, oberhalb, unterhalb oder zu beiden Seiten des Erzes, ist oft eine Brekzienbildung zustande gekommen, die aus dünnen gebogenen Schiefersplittern und aus einer diese zementierenden Kiesmasse besteht (Fig. 70). Manchmal ist eine 1—2 m mächtige Erzbildung ausschliesslich von solcher Brekzie zusammengesetzt. In diesen Bildungen hat öfters der Kupferkies deutlich die Oberhand, und mit ihm treten immer, meistens jedoch in sehr geringen Mengen, Zinkblende auf. Mit dem Magnetkies erscheinen indessen immer beträchtliche Mengen Pentlandit, so dass der Nickelgehalt oft 1 % nahekommt und bisweilen übersteigt. Darum können auch diese Gebilde als Erze in Frage kommen.

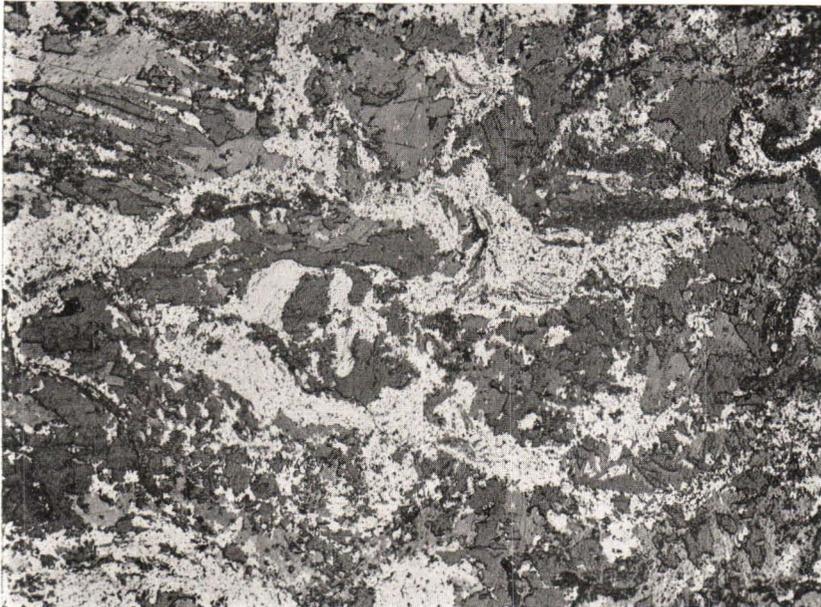


Fig. 70. Kiesimprägnierte Schieferbrekzie im Vorkommen vom Kaulatunturi. Im grauen Untergrunde in reichlicher Masse grober Quarz. Vergröss. 8.5 ×.

Hinsichtlich der chemischen Zusammensetzung bilden diese Brekzien keinen einheitlichen Typus. In einigen Fällen übertrifft der Kupfergehalt weitaus die Nickelmenge, in anderen Fällen halten sie einander ungefähr das Gleichgewicht, während bisweilen wiederum der Nickelgehalt der Kupfermenge überlegen ist.

Tab. XXXIV. Analysen der Schieferbrekzien.

Nr.	Fe	Ni	Cu	S	Unlös.	Vork.	Probe	
38	25.01	1.40	0.57	12.56	36.56	5.II	Bohrk.	33 cm
43	19.64	0.48	0.52	9.59	38.36	5.IV	»	66 »
156	29.98	0.73	0.84	13.42	32.52	1.XI	»	48 »
157	32.17	0.88	1.46	15.84	37.63	»	»	49 »
158	31.93	0.98	0.91	14.84	29.09	»	»	193 »
159	25.41	0.49	0.56	10.78	43.60	1.XII	»	81 »
160	9.96	0.07	2.08	4.23	69.63	»	»	45 »
161	29.85	0.85	0.28	14.95	37.26	»	»	25 »
247		0.45	1.05	12.29		1.XIX	»	170 »
248		0.59	0.84	15.94		»	»	91 »
249		0.71	1.16	16.71		»	»	62 »
254		0.12	0.34	8.26		1.XX	»	73 »
264		0.48	2.41	4.94		»	»	43 »

Das Brekzienerz.

In dem grossen Erzvorkommen des Kaulatunturi spielen Brekzienbildungen eine hervorragende Rolle. Sie scheinen die ganze Erzformation in Form einer sanft gebogenen Fläche zu durchziehen und werden in beinahe allen Bohrlöchern in der einen oder anderen Form angetroffen. Die grösseren Erzkonzentrationen schliessen sich ihr entweder an deren oberer oder unterer Seite an. Zwei Ausbildungsformen sind die gewöhnlichsten bei den Brekzienerzen: entweder bestehen sie aus sehr reiner Kiesmasse mit in sie eingebetteten rundlichen

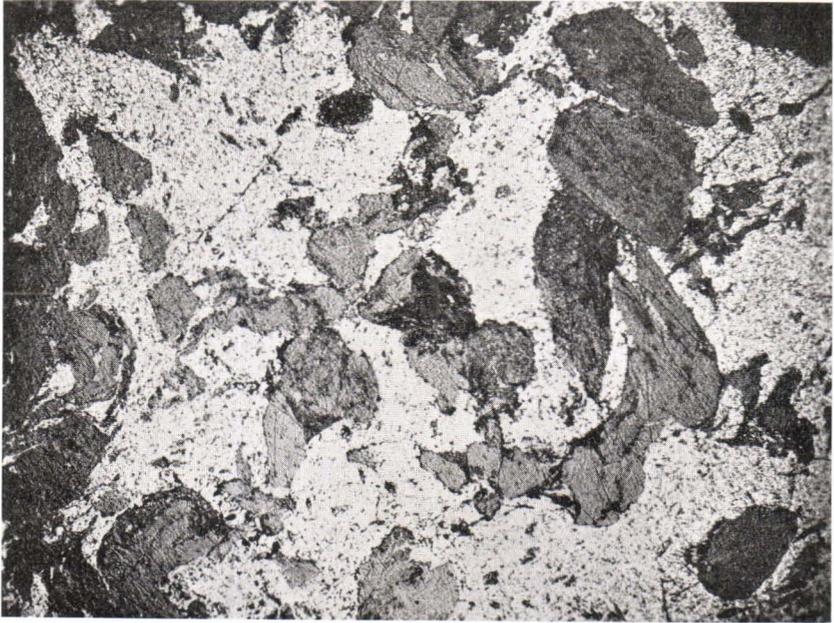


Fig. 71. Brekzienerz mit Einschlüssen von Serpentin im Vorkommen vom Kaulatunturi. Vergröss. 7.5 ×.

Einschlüssen von Serpentin mit glatter Oberfläche (Fig. 71), oder sie sind durch eine Brekzierung der oben beschriebenen Erztypen entstanden, indem diese von Magnetkies und Kupferkies in Form von Gängen durchadert werden. In den letzteren Typen kann als Substraterz jeder von den vier zuerst beschriebenen primären Typen erkannt werden und müssen jene darum sekundär nach diesen entstanden sein. Eine andere Tatsache, die darauf hinweist, dass die Brekzienbildung ein sekundärer, nachheriger Prozess gewesen ist, besteht darin, dass im Zusammenhang mit dem grösseren Kupferkies

der Gänge oft kleine Mengen von Zinkblende angetroffen werden. Und nicht nur bei den letzteren Brekzientypen, sondern auch bei dem erstgenannten Brekzienerz werden größerer Kupferkies, insbesondere als Umhüllung der Serpentineinschlüsse, und mit ihm kleine Mengen von Zinkblende wahrgenommen. Das Auftreten der Zinkblende, die nie in den primären Erztypen beobachtet worden ist, wohl aber in den Schieferbrekzien mit nickelfreiem Magnetkies, sowie der Verlauf der Brekzienzone als eine beinahe ebene Fläche, weisen auf die letzten Bewegungen in der Phyllitzone hin.

Die chemische Zusammensetzung der Brekzienerze des Kaulatunturi-Vorkommens deutet auf eine nahe Beziehung zur feinkörnigen Imprägnation im Serpentin hin, während die Analysen des Brekzienerzes vom Pilgujauri eine deutliche Ähnlichkeit mit dem Haupttypus zeigen, was auch auf ihren sekundären Charakter hindeutet.

Tab. XXXV. Analysen für Brekzienerze aus dem Vorkommen vom Kaulatunturi (1.), Kammikivi (5.) und Pilgujauri (12.)

Nr.	Fe	Ni	Cu	S	Unlös.	Vork.	Probe
15	28.78	6.03	4.36	18.21		1.	2 St.
17	25.54	4.53	1.83	15.23		»	20 » 1 000 cm
162	34.52	1.29	0.63	19.92	32.69	1.XIII	Bohrk. 12 »
163	31.11	0.84	0.78	16.00	39.08	»	» 50 »
164	32.15	1.57	1.20	17.78	31.14	1.XVI	» 499 »
165	40.97	2.51	1.75	27.45	11.22	»	» 151 »
166	25.07	0.97	1.40	13.28	26.67	1.XVII	» 123 »
168	31.04	0.99	0.72	16.11	39.22	»	» 143 »
169	26.95	0.39	0.49	11.24	31.61	1.XVIII	» 346 »
250		1.14	0.61	16.27		1.XIX	» 47 »
251		0.57	0.91	17.26		»	» 157 »
252	36.26	1.42	1.28	30.02	11.39	»	» 160 »
253		0.32	0.79	11.85		»	» 107 »
255		2.27	2.10	13.10		1.XX	» 67 »
260		1.12	0.96	12.17		»	» 294 »
261	33.15	3.17	2.68	27.29	13.16	»	» 87 »
263		2.48	2.27	23.11		»	» 63 »
284		1.53	1.78	25.84		1.XXIV	» 309 »
296		0.84	1.22	13.91		1.XXV	» 84 »
39	24.84	2.26	1.42	18.02	25.00	5.II	» 307 »
265		0.14	0.33	7.21		5.XXIII	» 145 »
191		1.78	0.42			12.	kleine
245		0.12	0.24	9.23		12.XXI	Bohrk. 64 cm
246		1.67	0.93	14.10		12.XXII	» 68 »

Erzgänge.

Während alle die beschriebenen Erztypen der Petsamontunturit entweder ausgeprägte Imprägnationen sind oder mit solchen eng zusammenhängen, ist es nicht ohne weiteres als klar zu betrachten, welche Zusammensetzung das ursprüngliche Erzmagma gehabt hat. In dieser Hinsicht sind die gangförmig in taubem Gestein auftretenden Erze besonders wichtig. Leider sind solche nur in ein paar Fällen beobachtet worden. Die Erscheinungsform des zuerst gefundenen Vorkommens vom Kotselvaara muss, wie oben dargestellt worden ist, als Erzgang betrachtet werden. Leider liegt jedoch keine vollständige Analyse für das Erz vor, auch der Kupfergehalt wurde nur mit einer Analyse bestimmt (An. 2). Einen anderen Lagergang im Phyllit stellt das zweite Vorkommen vom Kaulatunturi dar, auf das sich eine vollständigere Analyse bezieht (Nr. 106). Nach diesen beiden Vorkommen sollte der Haupttypus am besten dem ursprünglichen Erzmagma entsprechen. Ausserdem sind zahlreiche aus gröberem Magnetkies oder Kupferkies oder aus beiden bestehende Gänge beobachtet worden, doch scheinen sie zu einer späteren Phase zu gehören, wie auch das Vorhandensein von Zinkblende in ihnen zeigt.

Tab. XXXVI. Analysen für Erzgänge.

Nr.	Fe	Ni	Cu	S	Unlös.	Vork.	Probe
2		4.55	0.11			4	kleine
106	53.21	2.04	0.28	33.98	5.28	3	»

Nickelfreie Kiesvorkommen.

Die Zahl der Funde von nickelfreien Magnetkiesvorkommen ist ebenso gross wie die der nickelhaltigen, aber die Dimensionen der ersteren sind kleiner als die grössten der letzteren. Die nickelfreien vorkommen sind beinahe immer Brekzienbildungen, nur ein paar Funde sind Lagergänge. Sie bestehen immer aus Magnetkies mit kleinen Mengen von Kupferkies und immer ein wenig Zinkblende im Zusammenhang mit dem letzteren. Pentlandit ist in ihnen nie beobachtet worden und auch primärer Pyrit scheint abwesend zu sein. Dagegen werden Streifen von neugebildetem, porösem Pyrit (oder Melnikovit) parallel der immer deutlich auftretenden Schieferung wahrgenommen. Die chemische Zusammensetzung dieser Bildungen ist nicht durch analytische Untersuchungen ermittelt, nur die Abwesenheit von Nickel ist bestätigt worden. In einigen Fällen sind weisse metallisch

glänzende Körner in ihnen unter dem Mikroskop wahrzunehmen und dann auch analytisch bestimmbare Mengen von Silber (0.8—1.5 g/t) sowie Spuren von Gold nachzuweisen gewesen.

Die gangförmigen Bildungen von nickelfreiem Magnetkies mit homogenem Aussehen sind ebenso Imprägnationen, nicht intrusiv-magmatische Gebilde. Ein solcher Gang am Westhang des Tshigoroaivi am Ostufer des Petsamonjoki enthält als Kiesminerale nur Magnetkies, keinen Kupferkies und auch keine Zinkblende.

DER URSPRUNG DER NICKEL-MAGNETKIES-ERZE DER PETSAMONTUNTURIT.

Die Untersuchung der zu der Nickel-Magnetkiesgruppe gehörigen Erze hat früher zu dem Resultat geführt, dass sie überhaupt unmittelbare Ausscheidungen aus den basischen Gesteinsmagmen, mit welchen sie immer verbunden sind, darstellen. Aus der oben dargelegten Beschreibung der Nickel-Magnetkieserze von den Petsamontunturit dürfte hervorgehen, dass sie echte Imprägnationen oder mit solchen eng verbunden sind. Sie sind entweder unter selektiver Verdrängung von gewissen Bestandteilen der Silikatgesteine oder durch rein mechanische Injektion in den Serpentin nach der Entstehung der sekundären Minerale in Olivinsteiuen oder aber in den Schiefen zustande gekommen (Fig. 66—69). Die verschiedenen Typen der Imprägnation haben auch verschiedene chemische Zusammensetzungen. Damit in Einklang steht auch die geologische Erscheinungsform der Erze von den Petsamontunturit, weil ihre Ortstellung mit ausgesprochener Deutlichkeit durch die tektonischen Optima gegeben ist. Dazu kommt aber noch, dass auch das Intrusivgestein, mit dem die Erze der Petsamontunturit verbunden sind, eine andere geologische Erscheinungsform hat als die mit den übrigen, besonders mit den norwegischen Vorkommen verbundenen Intrusive. Die Intrusivgesteine in den Tunturi-Formationen von Petsamo sind als ausgeprägte ophiolitische Intrusionen zu bezeichnen, während sie z. B. bei den norwegischen Vorkommen keinen solchen Charakter aufweisen.

Man hat sich indessen auch früher vorgestellt, dass die Erze der Nickel-Magnetkiesgruppe sich oft aus dem Magma in schmelzflüssiger Form ausgeschieden und nach der Erstarrung des Silikatmagmas verfestigt haben. Indessen scheint ihnen im allgemeinen die Fähigkeit zu fehlen, von den Stellen ihrer ursprünglichen Ausscheidung aus Silikatmagma in weitere Entfernung zu wandern. Wenigstens in das Nebengestein des Intrusivs sind sie nur in Form von un-

beträchtlichen Gängen eingedrungen. Dagegen haben die Nickel-Magnetkies-Erze der Petsamontunturit lange nach der Verfestigung der Intrusivgesteine, erst nach oder bei ihrer Metamorphose und ihrer Verschieferung, ihren Platz bezogen. Sie scheinen sich nur darum den Intrusivgesteinen angeschlossen zu haben, weil diese die Schieferzone inhomogen gemacht und dadurch die mechanischen Voraussetzungen zur Eindringung des Erzmagmas geschaffen hatten.

Wir haben gesehen, dass die chemischen Zusammensetzungen einzelner Typen sich beträchtlich voneinander unterscheiden. Nichtsdestoweniger kommt die mittlere Zusammensetzung dieser Erze sehr nahe der wohlcharakterisierten Gruppe von Nickel-Magnetkies-Erzen, wie sie von J. H. L. Vogt schon im Jahre 1893 dargestellt worden sind. In den skandinavischen Vorkommen ist das Verhältnis zwischen Nickel- und Kupfergehalte $100 \text{ Ni} : 40\text{—}50 \text{ Cu}$, in den amerikanischen wiederum $100 \text{ Ni} : 100\text{—}150 \text{ Cu}$. Bei den einzelnen Erztypen in Petsamo nimmt dieses Verhältnis wie wir gesehen haben, sehr verschiedene Werte an. Der mittlere Wert dürfte aber dem Verhältnis $100 \text{ Ni} : 65 \text{ Cu}$ nahekommen und sich also dem skandinavischen Wert nähern. Solange aber keine grösseren Mengen des Erzes einer metallurgischen Behandlung unterzogen worden sind, können keine sicheren Werte angegeben werden. Darum ist auch der Kobalt-Gehalt noch ganz unsicher. Nach den wenigen ausgeführten Bestimmungen scheint er verhältnismässig niedrig und darum besser mit dem der kanadischen Vorkommen als mit dem der skandinavischen vergleichbar zu sein.

Wie die am meisten kennzeichnenden chemischen Eigenschaften der Nickel-Magnetkies-Gruppe kann vielleicht ihr Gehalt an Platinmetallen betrachtet werden und daneben die beinahe völlige Abwesenheit solcher Elemente wie Pb, Zn, Sn, As, Sb und Bi, die in den anderen Erzen zu den gewöhnlichsten, jedenfalls in kleinen Mengen, gehören. Die Zugehörigkeit der Erze der Petsamontunturit zu derselben Gruppe ist auch in dieser Hinsicht bestätigt worden, obgleich sichere Beträge noch weniger als hinsichtlich des Kobaltgehaltes vor dem Beginn des Grubenabbaues mit irgendwelcher Sicherheit angeführt werden können. Ausserdem ist das Vorhandensein von Gold und Silber in diesem Erze sichergestellt worden.

Aus diesem Grunde ist es schwierig, zu einem anderen Schluss zu kommen, als dass die Nickel-Magnetkies-Erze der Petsamontunturit auch hinsichtlich ihrer Entstehungsweise möglichst eng an die anderen Erze dieser Gruppe angeschlossen werden müssen. Nach Verfassers Ansicht ist es möglich, eine solche Erklärung für die Genesis dieser Erze aufzustellen.

Schon J. H. L. Vogt hat in seiner Erklärung zur Entstehung der Nickel-Magnetkies-Erze auf die Fournetsche Reihe hingewiesen, in der eine Anzahl von Elementen nach ihrer abnehmenden Affinität zum Schwefel bei einer Temperatur von $1\ 000^{\circ}$ — $1\ 200^{\circ}$ C geordnet sind. Wird dieser Reihe eine andere, in der dieselben Elemente nach ihrer abnehmenden Affinität zum Sauerstoff in derselben Temperatur aufgezählt sind, zur Seite gestellt, so erhalten wir folgenden Vergleich:

S-Reihe Cu, Ni, Co, Fe, Sn, Zn, Pb, Ag, Au, Sb, As.

O-Reihe Mg, Al, Zn, Fe, Co, Ni, Sn, Pb, Cu, Bi, Ag, Au.

Es ist ersichtlich, dass das Kupfer im Verhältnis zu allen anderen hier aufgezählten Elemente eine Ausnahmestellung einnimmt, indem es als erstes Glied in der ersten, aber als eines der letzten in der zweiten Reihe auftritt. Daraus folgt, dass das Kupfer sich vor allen anderen dieser Elemente mit Schwefel verbindet. Bei der Pyrometallurgie des Kupfers wird berechnet, dass der Kupfergehalt der Silikatschlacke bei den Temperaturen $1\ 000^{\circ}$ — $1\ 200^{\circ}$ C ca. 1 % von dem des Kupfersteins ausmacht. Ist der Kupfergehalt des aus dem Silikatmagma bei dieser Temperatur ausgeschiedenen Sulfidmagmas 2 %, sollte dementsprechend der im Silikatmagma gebliebene Kupfergehalt nur 0.02 % betragen.

Die Elemente Ni, Co, Fe, Zn haben in den beiden Reihen eine umgekehrte Ordnung, und weil von ihnen das Nickel die erste Stelle in der S-Reihe einnimmt, hat auch dieses Element eine starke Neigung, in Sulfid überzugehen, Co und Fe dagegen in geringerer Masse. Weil jedoch der Eisengehalt eines basischen Magmas die anderen Metalle bei weitem übertrifft, kommt dieses Element nach dem Gesetz der Massenwirkung dazu, auch im Sulfid die erste Rolle zu spielen. Wenn alsdann ein Sulfidmagma aus einem basischen Silikatmagma ausgeschieden wird, so wird es hauptsächlich aus FeS mit beträchtlichen Mengen von CuS und NiS bestehen. In bezug auf Nickel muss indessen hervorgehoben werden, dass seine Ausscheidung als Sulfid in diesem frühen Stadium der Magmenentwicklung noch vollständiger zu sein scheint als die des Kupfers, weil jenes in den späteren Stadien seltener erscheint als dieser, obgleich das umgekehrte Verhalten zu erwarten wäre, da ersteres eine schwächere Neigung zur Sulfidbildung haben sollte als das letztere. Dies dürfte jedoch durch die nahe Verwandtschaft von Nickel mit Eisen zu erklären sein, weshalb Nickel von Eisen mitgerissen wird. Dasselbe dürfte auch für Kobalt, Silber und Gold gelten, weil sie von Eisen und Kupfer in diese Erze mitgerissen worden sind, während die Elemente Blei und Zinn fehlen, ob schon die ersteren keine grössere Neigung zur Sulfidbildung aufweisen

sollten, indem sie alle ungefähr dieselbe Stellung in den beiden Reihen einnehmen. Die Konzentrierung der Platinmetalle auf die Sulfidmasse ist auf dieser Grundlag noch leichter zu verstehen als die des Silbers und des Goldes, weil die erstgenannten dem Eisen, der Hauptkomponente der Sulfidmasse, verwandt sind. Das Zink wiederum zeigt schon eine grössere Neigung zum Sauerstoff als zum Schwefel, und ZnS hat eine beträchtliche Löslichkeit im Silikatmagma.

Nach den Untersuchungen von J. H. L. Vogt ist die Löslichkeit der Hauptkomponente der Nickel-Magnetkies-Erze im Silikatmagma schon bei einer Temperatur von 1 500° C so gering, dass die Ausscheidung der Sulfidmasse schon in dieser Temperatur stattgefunden haben muss, und zwar in schmelzflüssiger Form, weil der Schmelzpunkt des reinen Eisensulfids bei 1 150° C liegt und der der Gemenge noch niedriger sein muss. Die Auskristallisierung im Silikatmagma ist dagegen viel später eingetreten, wahrscheinlich erst unterhalb 1 200° C. Nach Doelter ist in den künstlichen basischen Schmelzen bei dem Temperaturintervall 1 200°—1 135° C eine reichliche Ausscheidung von Olivin und ihre Fortsetzung bis zu 1030° beobachtet worden. Die Ausscheidung von Augit ist am reichlichsten bei den Temperaturen 1190°—1100° gewesen und hat sich bis zu 960° fortgesetzt. Im schmelzflüssigen Basalt hat Doelter die Bildung von Augit bei Temperaturen von 1 085°—920° C wahrgenommen.

Es lässt sich indessen nicht leicht vorstellen, dass die Eindringung der langen Intrusionen mit geringer Mächtigkeit in die erzführende Zone von Phylliten an den Petsamontunturit bei sehr hoher Temperatur stattgefunden hätte. Wahrscheinlicher ist eine Temperatur von höchstens 1 200° C, weil die Einwanderung des Magmas eng mit der Kristallisation verbunden sein muss, denn der Magmarest ist oft vom zuerst ausgeschiedenen Olivinstein weiter gewandert. Demzufolge müssen wir annehmen, dass die Liquefaction des Sulfidschmelzes aus dem Intrusivmagma der Petsamontunturit vor ihrer Eindringung in die Phyllitzone stattgefunden hat. Weil jedoch das Sulfidmagma ein viel höheres spezifisches Gewicht hat, ist das Silikatmagma viel leichter beweglich und darum von den tektonischen Bewegungen vorangetrieben worden, während das schwerere Sulfidmagma jenen Spuren nachgegangen ist.

ANGEFÜHRTE LITERATUR.

- ASKLUND, B., Petrological studies in the neighbourhood of Stavsjö, at Kolnården. Granites and associated basic rocks of the Stavsjö area. Sver. Geol. Und. Ser. C, N:o 325, 1925.
- BACKLUND, H. G., Der »Magmaaufstieg» in Faltengebirgen. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 115, 1936, 293—347.
- »— Die Umgrenzung der Svekofenniden. Bull. Geol. Inst. Upsala, XXVII, 1937, 219—269.
- BARTH, TOM. F. W., Crystallization of pyroxenes from basalts. Am. Mineralogist 16, N:o 5, 1931, 195—208.
- BOWEN, N. L., Das ternäre System: Diopsid-Forsterit-Silicium-2-oxyd. Zeitschr. anorg. Chem. 90, 1914, 1—67.
- »— The reaction principle in petrogenesis. Journ. of Geol. XXX, 1922, 177—198.
- »— The evolution of the igneous rocks. Princeton 1928.
- DALY, R. A., Ingenous rocks and their origin. New York 1914.
- ESKOLA, PENTTI, On the petrology of eastern Fennoscandia. I The mineral development of basic rocks in the Karelian formations. Fennia 45 N:o 19, 1925.
- GEIJER, PER A., Geology of the Kiruna district. 2 Ingeous rocks and iron ores of Kiirunavaara, Luossavaara and Tuolluvaara. Acad. Diss., Stockholm 1910.
- GRIP, ERLAND, Die Arvidsjaurporphyre. Eine archaische Effusivgesteinsreihe im nördlichen Schweden. Bull. Geol. Inst. Upsala, XXV, 1935, 135—220.
- HAUSEN, H., Quartärgeologische Beobachtungen im nördlichen Teil des Petsamo-Gebietes. Fennia 45 N:o 7, 1925.
- »— Über die präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 76, 1926.
- HARKER, A., Tertiary igneous rocks of Skye. Mem. G. S. U. K. 1904, 325.
- IDDINGS, JOSEPH P., Rock minerals, Their chemical and physical characters and their determination in thin sections. New York—London 1906.
- KEMP, J. F., The titaniferous iron ores of the Adirondacks. U. S. G. S. Ann. Rep. 19, II, 1897—98, 377—422.
- KROKSTRÖM, TORSTEN, On the ophitic texture and the order of crystallization in basaltic magmas. Bull. Geol. Inst. Upsala, XXIV, 1932—33, 197—216.
- LACROIX, A., Les roches alcalines de Tahiti. Bull. Soc. géol. France, 4. ser., X, 1910, 91—124.
- MAANMITTAUSHALLITUS, Pohjois-Suomen kolmiomittaukset. III Alemman luokan mittaukset Petsamossa. Maanm.-hall. Julkaisuja N:o 32, 1933.
- MÄKINEN, EERO, Über die Alkalifeldspäte. Geol. Fören. Stockholm Förh. XXXIX, 1917, 121—184.
- NIGGLI, PAUL, Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923.
- POLKANOV, A. A., Geological review of the Kola Peninsula. Transact. Arctic Inst. LIII, 1936.
- SAHAMA (SAHLSTEIN), TH. G., Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der Finnisch-lappländischen Granulitformation. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 113, 1936.
- SEDERHOLM, J. J., Några ord om breggrunden i Sydvaranger och närliggande delar av Finland. Geol. Fören. Stockholm Förh. 52, 1930, 435—454.

- SOSMAN, R. B., Minerals and rocks of the composition CaSiO_3 — MgSiO_3 — FeSiO_3 . Journ. Wash. Acad. Sci., 1, 1911, 54.
- STAUB, RUDOLF, Der Bewegungsmechanismus der Eede dargelegt am Bau der irdischen Gebirgssysteme. Berlin 1928.
- SUNDIUS, NILS, Geologie des Kirunagebietes. 4 Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kirunagebiets. Upsala 1915.
- TANNER, V., Rapporte in den Jahresberichten (Vuosikertomus-Arsberättelse) der Geologinen Toimikunta in den Jahren 1924—31.
- The problems of an esker. Kollaz jokk'gaece in Petsamo, Lapland. Fennia 50, N:o 38, 1928.
- Anmerkungen zum Vortrage des Herrn H. Väyrynen: Über die geologische Struktur der Fjeldgruppe Petsamon Tunturit, den 1. Nov. 1928. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 87, 1929, 14—15.
- TERNIER, P. Sur une variété de zoïsite des schistes métamorphiques des Alpes et sur les propriétés optiques de la zoïsite classique. Bull. soc. min. France 21, 1898, 148—170.
- ТИМОФЕЕВ, В. М., Петрография Карелии. Петрография СССР. Ленинград 1935.
- VOGT, J. H. L. Physikalisch-chemische Gesetze der Krystallisationsfolge in Eruptivgesteinen. Tscherm. Min. Petr. Mitt. XXIV, 1905, 437—542.
- The physical chemistry of the magmatic differentiation of igneous rocks. II On the feldspar diagram Or: Ab: An. Skrift. Norsk. Vidensk.-Akad. Oslo, I Matem. Naturv. Kl. I 1926, N:o 4.
- Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprozesse in basischen Eruptivmagmata. II »Sulphidische« Ausscheidungen von Nickel-Sulphid-Eruptivmagmata. II »Sulphidische« Ausscheidungen von Nickel-Sulphid-erzen, namentlich nickelhaltigem Magnetkies, in basischen Eruptivgesteinen, Norit, Labradorfels, Gabbro, Diorit, Diabas, Olivindiabas u. s. w. Zeitschr. prakt. Geol. 1893, 125—143, 257—268.
- , BEYSLAG, F., KRUSCH, P. und, Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine I, Stuttgart 1914.
- WASHINGTON, HENRY S., Chemical analyses of igneous rocks, 1884—1913, with critical discussion of character and use of analyses. U. S. G. S. Prof. Paper 99, 1917.
- WEGMANN, C. E. Zur Kenntnis der tektonischen Beziehungen metallogenetischer Provinzen in der nördlichsten Fennoskandia. Zeitschr. prakt. Geol. 37, 1929, 193—202.
- WINCHELL, A. N. Mineralogical and petrographic study of the gabbroid rocks of Minnesota, and more particularly, of the plagioclasites. Am. Geol. 26, 1900, 197—245.
- Chlorite as a polycomponent system. Am. Jour. Sci. (5), 11, 1926, 283—300.
- VÄYRYNEN, HEIKKI, Petrologische Untersuchungen der granito-dioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 57, 1923.
- Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 78, 1928.
- Über die geologische Struktur des Erzfeldes Kammikivittunturi in Petsamo. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 92, 1930, 19—32.
- Über die Stratigraphie der karelischen Formationen. Bull. Comm. géol. Finlande, N:o 101, 54—78.
- On the tectonics of the Carelian Zone. Compte Rendu, XVII Intern. Geol. Kongr. Moskwa 1937.

Fascicules parus du Bulletin de la Commission géologique de Finlande.

N:o 1.	Ramsay, Wilhelm und Nyholm, E. T. Canerinitzenit und einige verwandte Gesteine aus Kuolajärvi. S. 1—12. 4 Fig. 1895 ..	15:—
N:o 2.	Sederholm, J. J. Ueber einen metamorphosirten praecambri- schen Quarzporphyr von Karvia in der Provinz Åbo. S. 1—16. 12 Fig. 1895 ..	15:—
N:o 3.	Ramsay, Wilhelm, jemte Bihang 1 och 2 af Hackman, Victor och 3 af Sederholm, J. J. Till frågan om det sen-glaciala haf- vets utbredning i Södra Finland. S. 1—44. 1 karta. Résumé en français: La transgression de l'ancienne mer glaciaire sur la Finlande méridionale. 1896 ..	25:—
N:o 4.	Prosterus, Benj. Ueber einen neuen Kugelgranit von Kangas- niemi in Finland. S. 1—38. 11 Fig. 2 Taf. 1896 ..	20:—
N:o 5.	Berghell, Hugo. Bidrag till kännedom om Södra Finlands kvartära nivåförändringar. S. 1—64. 16 fig. 1 plansch. 1 karta. Deutsches Referat: Beiträge zur Kenntniss der quartären Niweauschwankungen Süd-Finlands. 1896 ..	30:—
*N:o 6.	Sederholm, J. J. Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. S. 1—254. 97 Fig. 5 Taf. 2 Karten. 1897 ..	75:—
N:o 7.	Ailio, Julius. Über Strandbildungen des Litorinameeres auf der Insel Mantsinsaari. S. 1—43. 8 Fig. 1 Karte. 1898	25:—
N:o 8.	Andersson, Gunnar. Studier öfver Finlands torfmossar och fossila kvartärflora. S. 1—210. 21 fig. 4 tafl. Deutsches Referat: Studien über die Torfmoore und die fossile Quartär- flora Finlands. 1898 ..	60:—
N:o 9.	Sederholm, J. J. Esquisse hypsométrique de la Finlande. P. 1—17. 1 carte. 1899 ..	25:—
N:o 10.	Sederholm, J. J. Les dépôts quaternaires en Finlande. P. 1—28. 2 Fig. 1 carte. 1899 ..	25:—
*N:o 11.	Hackman, Victor. Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo. S. 1—45. 12 Fig. 1 Taf. 2 Karten. 1899	25:—
*N:o 12.	Ramsay, Wilhelm und Borgström, L. H. Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå. S. 1—28. 20 Fig. 1902 ..	20:—
*N:o 13.	Prosterus, Benj. Bergbyggnaden i sydöstra Finland. S. 1—168. 18 fig. 8 tafl. 1 karta. Deutsches Referat: Der Gesteins- aufbau des südöstlichen Finland. 1902 ..	70:—
N:o 14.	Borgström, Leon. H. Die Meteoriten von Hvittis und Marja- lahti. S. 1—80. 8 Taf. 1903 ..	25:—
N:o 15.	Hackman, Victor. Die chemische Beschaffenheit von Eruptiv- gesteinen Finlands und der Halbinsel Kola im Lichte des neuen amerikanischen Systemes. S. 1—143. 1905 ..	30:—
N:o 16.	Sundell, I. G. On the Canerinite-Syenite from Kuolajärvi and a Related Dike rock. P. 1—20. 1 plate. 1905 ..	15:—
*N:o 17.	Fireks, Curt. On the Occurrence of Gold in Finnish Lapland. P. 1—35. 15 fig. 1 map. Frontispiece. 1906 ..	20:—
N:o 18.	Tanner, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. I. Till frågan om Öst-Finmarkens glaciation och nivåförändringar. S. 1—165. 23 bild. 6 tafl. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fenno-Scandia. I. Sur la glaciation et les changements de niveau du Finmark oriental. 1906	50:—

* Epuisé.
Out of print.

*N:o 19.	Trüstedt, Otto. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. S. 1—333. 80 Fig. 19 Taf. 1 Karte. 1907	120: —
N:o 20.	Tanner, V. Zur geologischen Geschichte des Kilpisjärvi-Sees in Lappland. S. 1—22. 3 Fig. 2 Taf. 1 Karte. 1907	15: —
N:o 21.	Tanner, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. II. Nya bidrag till frågan om Finnmarkens glaciation och nivåförändringar. S. 1—127. 10 fig. 6 tafl. Résumé en français: Études 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. 1907	50: —
N:o 22.	Borgström, L. H. Granitporphyr von Östersundom. S. 1—20. 3 Fig. 1 Taf. 1907	15: —
N:o 23.	Sederholm, J. J. Om granit och gneis, deras uppkomst, utträdande och utbredning inom urberget i Fennoskandia. S. 1—110. 11 fig. 8 tafl. 1 plantechn. 1 karta. English Summary of the Contents: On Granite and Gneiss, their Origin, Relations and Occurrence in the Pre-Cambrian Complex of Fenno-Scandia. 1907.	50: —
*N:o 24.	Sederholm, J. J. Les roches préquaternaires de la Fenno-Scandia. P. 1—39. 20 fig. 1 carte. 1910	25: —
N:o 25.	Tanner, V. Über eine Gangformation von fossilienführendem Sandstein auf der Halbinsel Långbergsöda-Öjen im Kirchspiel Saltvik, Åland-Insehn. S. 1—13. 5 Fig. 2 Taf. 1911	15: —
N:o 26.	Mäkinen, Eero. Bestimmung der Alkalien in Silikaten durch Aufschliessen mittelst Chlorkalzium. S. 1—8. 1911	10: —
N:o 27.	Sederholm, J. J. Esquisse hypsométrique de la Finlande. P. 1—21. 5 fig. 1 carte. 1911	20: —
*N:o 28.	Sederholm, J. J. Les roches préquaternaires de la Finlande. P. 1—27. 1 carte. 1911	20: —
N:o 29.	Sederholm, J. J. Les dépôts quaternaires de la Finlande. P. 1—23. 5 fig. 1 carte. 1911	20: —
*N:o 30.	Sederholm, J. J. Sur la géologie quaternaire et la géomorphologie de la Fennoskandia. P. 1—66. 13 fig. 6 cartes. 1911	30: —
N:o 31.	Hausen, H. Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringar. S. 1—34. 9 fig. Deutsches Referat. 1912	20: —
N:o 32.	Hausen, H. Studier öfver de sydfinska ledblockens spridning i Ryssland, jämte en öfversikt af is-recessionens förlöpp i Ostbaltikum. Preliminärt meddelande med tvenne kartor. S. 1—32. Deutsches Referat. 1912	20: —
N:o 33.	Wilkman, W. W. Kvartära nivåförändringar i östra Finland. S. 1—40. 9 fig. Deutsches Referat. 1912	25: —
N:o 34.	Borgström, L. H. Der Meteorit von St. Michel. S. 1—49. 1 Fig. 3 Taf. 1912	25: —
N:o 35.	Mäkinen, Eero. Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland und ihre Minerale. S. 1—101. 23 Fig. 1913	30: —
N:o 36.	Eskola, Pentti. On Phenomena of Solution in Finnish Limestones and on Sandstone filling Cavities. P. 1—50. 15 fig. 1913	25: —
N:o 37.	Sederholm, J. J. Weitere Mitteilungen über Bruchspalten mit besonderer Beziehung zur Geomorphologie von Fennoskandia. S. 1—66. 27 Fig. 1 Taf. 1913	35: —
N:o 38.	Tanner, V. Studier öfver kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. III. Om landisens rörelser och afsmältning i finska Lappland och angränsande trakter. S. 1—815. 139 fig. 16 tafl. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoskandia. III. Sur la progression et le cours de la récession du glacier continental dans la Laponie finlandaise et les régions environnantes. 1915	150: —

* Epuisée.
Out of print.

N:o 39.	Hackman, Victor. Der gemischte Gang von Tuutijärvi im nördlichen Finnland. S. 1—41. 9 Fig. 1914	20:—
*N:o 40.	Eskola, Pentti. On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland. P. 1—277. 55 Fig. 6 plates. 2 maps. 1914	75:—
N:o 41.	Borgström, L. H. Die Skapolithlagerstätte von Laurinkari. S. 1—30. 7 Fig. 1914	15:—
N:o 42.	Hackman, Victor. Über Camptonitgänge im mittleren Finnland. S. 1—18. 3 Fig. 1914	15:—
N:o 43.	Wilkman, W. W. Kaleviska bottenbildningar vid Mölönjärvi. S. 1—36. 11 fig. Résumé en français. 1915	20:—
N:o 44.	Eskola, Pentti. Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens metamorfa bergarter. S. 1—145. 4 fig. English Summary of the Contents. 1915	30:—
N:o 45.	Ailio, Julius. Die geographische Entwicklung des Ladoga-sees in postglazialer Zeit und ihre Beziehung zur steinzeitlichen Besiedelung. S. 1—158. 51 Abbild. 2 Karten. 1915 ..	50:—
N:o 46.	Laitakari, Aarne. Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande. P. 1—39. 14 fig. 1916	20:—
N:o 47.	Mäkinen, Eero. Översikt av de prekambriskas bildningarna i mellersta österbotten i Finland. S. 1—152. 25 fig. 1 karta. English Summary of the Contents. 1916	50:—
N:o 48.	Sederholm, J. J. On Synantetic Minerals and Related Phenomena (Reaction Rims, Corona Minerals, Kelyphite, Myrmekite, etc.). P. 1—148. 14 fig. in the text and 48 fig. on 8 plates. 1916	60:—
N:o 49.	Wilkman, W. W. Om en prekalevisk kvartsitformation i norra delen af Kuopio socken. S. 1—18. 7 fig. Résumé en français. 1916	15:—
N:o 50.	Sauramo, Matti. Geochronologische Studien über die spätglaziale Zeit in Südfinnland. S. 1—44. 5 Abbild. 4 Taf. 1918	30:—
N:o 51.	Laitakari, Aarne. Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. S. 1—13. 5 Abbild. 1918	15:—
N:o 52.	Brenner, Th. Über Theralit und Ijolit von Umptek auf der Halbinsel Kola. S. 1—30. 4 Fig. 1920	15:—
N:o 53.	Hackman, Victor. Einige kritische Bemerkungen zu Iddings' Classification der Eruptivgesteine. S. 1—21. 1920	15:—
N:o 54.	Laitakari, Aarne. Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas) in Finnland. S. 1—113. 40 Abbild. 3 Taf. 1921	30:—
N:o 55.	Eskola, Pentti. On Volcanic Necks in Lake Jänisjärvi in Eastern Finland. P. 1—13. 1 fig. 1921	15:—
N:o 56.	Metzger, Adolf A. Th. Beiträge zur Paläontologie des nordbaltischen Silurs im Ålandsgebiet. S. 1—8. 3 Abbild. 1922 ..	15:—
N:o 57.	Väyrynen, Heikki. Petrologische Untersuchungen der granitodioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. S. 1—78. 20 Fig. 1 Karte. 1923	25:—
N:o 58.	Sederholm, J. J. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part I. The Pelling Region. P. 1—153. 64 fig. 8 plates. 1 map. 1923	60:—
N:o 59.	Berghell, Hugo und Hackman, Victor. Über den Quarzvit von Kallinkangas, seine Wellenfurchen und Trockenrisse. Nach hinterlassenen Aufzeichnungen von Hugo Berghell zusammengestellt und ergänzt von Victor Hackman. S. 1—19. 19 Fig. 1923	15:—
N:o 60.	Sauramo, Matti. Studies on the Quaternary Varve Sediments in Southern Finland. P. 1—164. 22 fig. in the text. 12 fig., 1 map and 2 diagrams on 10 plates. 1923	50:—
N:o 61.	Hackman, Victor. Der Pyroxen-Granodiorit von Kaksikerta bei Abo und seine Modifikationen. S. 1—23. 2 Fig. 1 Karte. 1923	15:—

* Epuisée.
Out of print.

N:o 62.	Wilkman, W. W. Tohmajärvi-konglomeratet och dess förhållande till kaleviska skifferformationen. S. 1—43. 15 fig. 1 karta. 1923	20:—
N:o 63.	Hackman, Victor, Über einen Quarzsyenitporphyr von Saariselkä im finnischen Lappland. S. 1—10. 2 Fig. 1923	15:—
N:o 64.	Metzger, Adolf A. Th. Die jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinnland. S. 1—86. 38 Abbild. 1 Taf. 1 Karte. 1924	30:—
N:o 65.	Saxén, Martti. Über die Petrologie des Otravaara-gebietes im östlichen Finnland. S. 1—63. 13 Abbild. 5 Fig. auf 1 Taf. 2 Karten. 1923	30:—
N:o 66.	Ramsay, Wilhelm. On Relations between Crustal Movements and Variations of Sea-Level during the Late Quaternary Time, especially in Fennoscandia. P. 1—39. 10 fig. 1924 ..	20:—
N:o 67.	Sauramo, Matti. Tracing of Glacial Boulders and its Application in Prospecting. P. 1—37. 12 fig. 1924	20:—
N:o 68.	Tanner, V. Jordskredet i Jaarila. S. 1—18. 2 fig. 10 bild. Résumé en français. 1924	15:—
N:o 69.	Auer, Väinö. Die postglaziale Geschichte des Vanajavesisees. S. 1—132. 10 Fig. 10 Taf. 11 Beil. 1924	50:—
N:o 70.	Sederholm, J. J. The Average Composition of the Earth's Crust in Finland. P. 1—20. 1925	20:—
N:o 71.	Wilkman, W. W. Om diabasgångar i mellersta Finland. S. 1—35. 8 fig. 1 karta. Deutsches Referat. 1924	20:—
N:o 72.	Hackman, Victor. Das Gebiet der Alkaligesteine von Kuolajärvi in Nordfinnland. S. 1—62. 6 Fig. 1 Taf. 1925	30:—
N:o 73.	Laitakari, Aarne. Über das jotnische Gebiet von Satakunta. S. 1—43. 14 Abbild. 1 Karte. 1925	30:—
N:o 74.	Metzger, Adolf A. Th. Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland. S. 1—24. 9 Abbild. 2 Karten. 1925 ..	20:—
N:o 75.	Frosterus, Benj. Ueber die kambrischen Sedimente der karelischen Landenge. S. 1—52. 1 Fig. 1925	30:—
N:o 76.	Hausen, H. Über die präquartäre Geologie des Petsamo-Gebietes am Eismeere. S. 1—100. 1 Übersichtskarte. 13 Fig. 2 Taf. 1926	30:—
N:o 77.	Sederholm, J. J. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part II. The Region around the Baröunds fjärd W. of Helsingfors and Neighbouring Areas. P. 1—143. 57 fig. in the text and 44 fig. on 9 plates. 1 map. 1926	60:—
N:o 78.	Väyrynen, Heikki. Geologische und petrographische Untersuchungen im Kainuugebiete. S. 1—127. 37 Fig. 2 Taf. 2 Karten. 1928	40:—
N:o 79.	Hackman, Victor. Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark. S. 1—105. 23 Fig. 2 Taf. 2 Karten. 1927	40:—
N:o 80.	Sauramo, Matti. Über die spätglazialen Niveauverschiebungen in Nordkarelien, Finnland. S. 1—41. 8 Fig. im Text. 11 Fig., 1 Profildiagramm und 1 Karte auf 7 Taf. 1928	15:—
N:o 81.	Sauramo, Matti and Auer, Väinö. On the Development of Lake Höytiäinen in Carelia and its Ancient Flora. P. 1—42. 20 fig. 4 plates. 1928	15:—
N:o 82.	Lokka, Lauri. Über Wiikit. S. 1—68. 12 Abbild. 1928	30:—
N:o 83.	Sederholm, J. J. On Orbicular Granites, Spotted and Nodular Granites etc. and on the Rapakivi Texture. P. 1—105. 19 fig. in the text and 50 fig. on 16 plates. 1928	50:—
N:o 84.	Sauramo, Matti. Über das Verhältnis der Ose zum höchsten Strand. S. 1—16. 1928	10:—
N:o 85.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 1. 1 stéréogramme. P. 1—88. 1929	40:—

N:o 86.	Sauramo, Matti. The Quaternary Geology of Finland. P. 1—110. 39 fig. in the text and 42 fig. on 25 plates. 1 map. 1929	60:—
N:o 87.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 2. P. 1—175. 48 fig. 8 planches. 1929	70:—
N:o 88.	Tanner, V. Studier över kvartärsystemet i Fennoskandias nordliga delar. IV. Om nivåförändringarna och grunddragen av den geografiska utvecklingen efter istiden i Ishavsfinland samt om homotaxin av Fennoskandias kvartära marina avlagringar. S. 1—593. 84 fig. 4 tabl. 1 karta. Résumé en français: Études sur le système quaternaire dans les parties septentrionales de la Fennoscandie. IV. Sur les changements de niveau et les traits fondamentaux du développement géographique de la Finlande aux confins de l'océan Arctique après l'époque glaciaire et sur l'homotaxie du quaternaire marin en Fennoscandie. 1930	150:—
N:o 89.	Wegmann, C. E. und Kranck, E. H. Beiträge zur Kenntnis der Svecofenniden in Finnland. I. Übersicht über die Geologie des Felsgrundes im Küstengebiet zwischen Helsingfors und Onas. II. Petrologische Übersicht des Küstengebietes E von Helsingfors. S. 1—107. 4 Fig. 16 Taf. mit 32 Fig. 1 Übersichtskarte. 1931	40:—
N:o 90.	Hausen, H. Geologie des Soanlahtigebietes im südlichen Karelien. Ein Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie und tektonischen Verhältnisse der Jatulformation. S. 1—105. 23 Fig. im Text und 12 Fig. auf 4 Taf. 1 Übersichtskarte. 1930	50:—
N:o 91.	Sederholm, J. J. Pre-Quaternary rocks of Finland. Explanatory notes to accompany a general geological map of Finland. P. 1—47. 40 fig. 1 map. 1930	30:—
N:o 92.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 3. P. 1—140. 29 fig. 3 planches. 1930	50:—
N:o 93.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 4. P. 1—68. 12 fig. 6 planches. 1931	40:—
N:o 94.	Brenner, Thord. Mineraljordarternas fysikaliska egenskaper. S. 1—159. 22 fig. Deutsches Referat. 1931	70:—
N:o 95.	Sederholm, J. J. On the Sub-Bothnian Unconformity and on Archaean Rocks formed by Secular Weathering. P. 1—81. 62 fig. 1 map. 1931	50:—
N:o 96.	Mikkola, Erkki. On the Physiography and Late-Glacial Deposits in Northern Lapland. P. 1—88. 25 fig. 5 plates. 1932	50:—
N:o 97.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 5. P. 1—77. 15 fig. 1932	40:—
N:o 98.	Sederholm, J. J. On the Geology of Fennoscandia. P. 1—30. 1 map. 1 table. 1932	30:—
N:o 99.	Tanner, V. The Problems of the Eskers. The Esker-like Gravel Ridge of Cahpatoaiv, Lapland. P. 1—13. 2 plates. 1 map. 1932	15:—
N:o 100.	Sederholm, J. J. Über die Bodenkonfiguration des Päljänne-Sees. S. 1—23. 3 Fig. 1 Karte. 1932	50:—
N:o 101.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 6. P. 1—118. 17 fig. 5 planches. 1933	50:—
N:o 102.	Wegmann, C. E., Kranck, E. H. et Sederholm, J. J. Comptes rendu de la Réunion internationale pour l'étude du Précambrien et des vieilles chaînes de montagnes. P. 1—46. 1933	30:—

N:o 103.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 7. P. 1—48. 2 fig. 1933	25:—
N:o 104.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 8. P. 1—156. 33 fig. 7 planches. 1934	55:—
N:o 105.	Lokka, Lauri. Neuere chemische Analysen von finnischen Gesteinen. S. 1—64. 1934	30:—
N:o 106.	Hackman, Victor. Das Rapakiwirandgebiet der Gegend von Lappeenranta (Willmanstrand). S. 1—82. 15 Fig. 2 Taf. 1 Analysentabelle. 1 Karte. 1934	35:—
N:o 107.	Sederholm, J. J. On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. Part III. The Åland Islands. P. 1—68. 43 fig. 2 maps. 1934	40:—
N:o 108.	Laitakari, Aarne. Geologische Bibliographie Finnlands 1555—1933. S. 1—224. 1934	50:—
N:o 109.	Väyrynen, Heikki. Über die Mineralparagenesis der Kieserze in den Gebieten von Outokumpu und Polvijärvi. S. 1—24. 7 Fig. 1 Karte. 1935	20:—
N:o 110.	Saksela, Martti. Über den geologischen Bau Süd-Ostbothniens. S. 1—35. 11 Fig. 1 Titelbild. 1 Taf. 1 Karte. 1935	25:—
N:o 111.	Lokka, Lauri. Über den Chemismus der Minerale (Orthit, Biotit u. a.) eines Feldspatbruches in Kangasala, SW-Finnland. S. 1—39. 2 Abbild. 1 Taf. 1935	25:—
N:o 112.	Hackman, Victor. J. J. Sederholm. Biographic Notes and Bibliography. P. 1—34. With a vignette. 1935	20:—
N:o 113.	Sahama (Sahlstein), Th. G. Die Regelung von Quarz und Glimmer in den Gesteinen der finnisch-lappländischen Granulitformation. S. 1—119. 5 Fig. 80 Diagramme. 3 Taf. 1936	40:—
N:o 114.	Haapala, Paavo. On Serpentine Rocks in Northern Karelia. P. 1—88. 21 fig. 2 maps. 1936	30:—
N:o 115.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, 9. P. 1—505. 83 fig. 20 planches. 1936	100:—
N:o 116.	Väyrynen, Heikki. Petrologie des Nickelierzfeldes Kaulatunturi — Kammikivittunturi in Petsamo. S. 1—198. 71 Abb. 36 Tab. im Text u. 1 Karte. 1938	50:—
N:o 117.	Kilpi, Sampo. Das Sotkamo-Gebiet in spätglazialer Zeit. S. 1—118. 36 Abbild. im Text. 3 Beil. 1937	50:—
N:o 118.	Brander, Gunnar. Ein Interglazialfund bei Rouhiala in Südostfinnland. S. 1—76. 7 Fig. im Texte u. 7 Fig. auf 2 Taf. 1937	40:—
N:o 119.	Suomen Geologisen Seuran julkaisuja — Meddelanden från Geologiska Sällskapet i Finland — Comptes Rendus de la Société géologique de Finlande, X. P. 1—170. 30 fig. 4 planches. 1937	50:—
N:o 120.	Hyypä, E. Post-Glacial Changes of Shore-Line in South Finland P. 1—225. 57 fig. 21 tables a. 2 appendices. 1937	50:—

