

SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA

BULLETIN

DE LA

COMMISSION GÉOLOGIQUE

DE FINLANDE

N:o 134

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJA
MEDDELANDEN FRÅN GEOLOGISKA SÄLLSKAPET I FINLAND
COMPTES RENDUS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE FINLANDE

XVII

ÜBER DIE ERZGEOLOGIE DES VILJAKKALA-
GEBIETES IM SÜDWESTLICHEN FINNLAND

VON

HERMAN STIGZELIUS

HELSINKI
SEPTEMBER 1944

ÜBER DIE ERZGEOLOGIE DES VILJAKKALAGEBIETES
IM SÜDWESTLICHEN FINNLAND

VON

HERMAN STIGZELIUS.

Nachdem diese Abhandlung im Druck erschienen war, ist es klargelegt worden, dass alle angegebenen Gesteinsanalysen nicht zuverlässig sein können, was ich mit Bedauern festgestellt habe. Unter anderem können folgende Bemerkungen gemacht werden:

S. 16 Analyse von granoblastischem Amphibolit:

Fe_2O_3 ist viel zu hoch bestimmt. Der normative Hämatit ist unmöglich unterzubringen.

S. 24 Analyse über Leptit:

Al_2O_3 ist hier im Verhältnis zu den Alkalien sicher zu klein bestimmt; im Gestein genügt es für die Bildung einer beträchtlichen Menge Anorthit.

S. 31 Analyse über roten Oligoklasgranit:

Al_2O_3 ist hier wahrscheinlich zu hoch, denn normativer Korund kann unmöglich auftreten. Entsprechend ist wohl CaO zu klein.

S. 35 Analyse über Quarzsyenit:

Die Fe_2O_3 , Al_2O_3 , CaO- und Alkaligehalte stimmen auch hier schlecht überein.

S. 39 Analyse über Mikroklingranit:

Al_2O_3 viel zuwenig.

S. 44 Analyse über Gabbro:

Zuviel Fe_2O_3 , zuwenig Al_2O_3 .

S. 85 Analyse von albitisiertem Amphibolit:

Zuwenig Al_2O_3 .

Viljakkala 7. 4. 1945.

Der Verfasser.

ÜBER DIE ERZGEOLOGIE DES VILJAKKALAGEBIETES
IM SÜDWESTLICHEN FINNLAND

VON

HERMAN STIGZELIUS.

Nachdem diese Abhandlung im Druck erschienen war, ist es klargelegt worden, dass alle angegebenen Gesteinsanalysen nicht zuverlässig sein können, was ich mit Bedauern festgestellt habe. Unter anderem können folgende Bemerkungen gemacht werden:

S. 16 Analyse von granoblastischem Amphibolit:

Fe_2O_3 ist viel zu hoch bestimmt. Der normative Hämatit ist unmöglich unterzubringen.

S. 24 Analyse über Leptit:

Al_2O_3 ist hier im Verhältnis zu den Alkalien sicher zu klein bestimmt; im Gestein genügt es für die Bildung einer beträchtlichen Menge Anorthit.

S. 31 Analyse über roten Oligoklasgranit:

Al_2O_3 ist hier wahrscheinlich zu hoch, denn normativer Korund kann unmöglich auftreten. Entsprechend ist wohl CaO zu klein.

S. 35 Analyse über Quarzsyenit:

Die Fe_2O_3 -, Al_2O_3 -, CaO- und Alkaligehalte stimmen auch hier schlecht überein.

S. 39 Analyse über Mikroklingsgranit:

Al_2O_3 viel zuwenig.

S. 44 Analyse über Gabbro:

Zuviel Fe_2O_3 , zuwenig Al_2O_3 .

S. 85 Analyse von albitisiertem Amphibolit:

Zuwenig Al_2O_3 .

Viljakkala 7. 4. 1945.

Der Verfasser.



SUOMEN GEOLOGINEN TOIMIKUNTA
BULLETIN DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DE FINLANDE N:o 134

SUOMEN GEOLOGISEN SEURAN JULKAISUJA
MEDDELANDEN FRÅN GEOLOGISKA SÄLLSKAPET
I FINLAND
COMPTES RENDUS DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
DE FINLANDE

XVII

ÜBER DIE ERZGEOLOGIE DES VILJAKKALA-
GEBIETES IM SÜDWESTLICHEN FINNLAND

VON
HERMAN STIGZELIUS

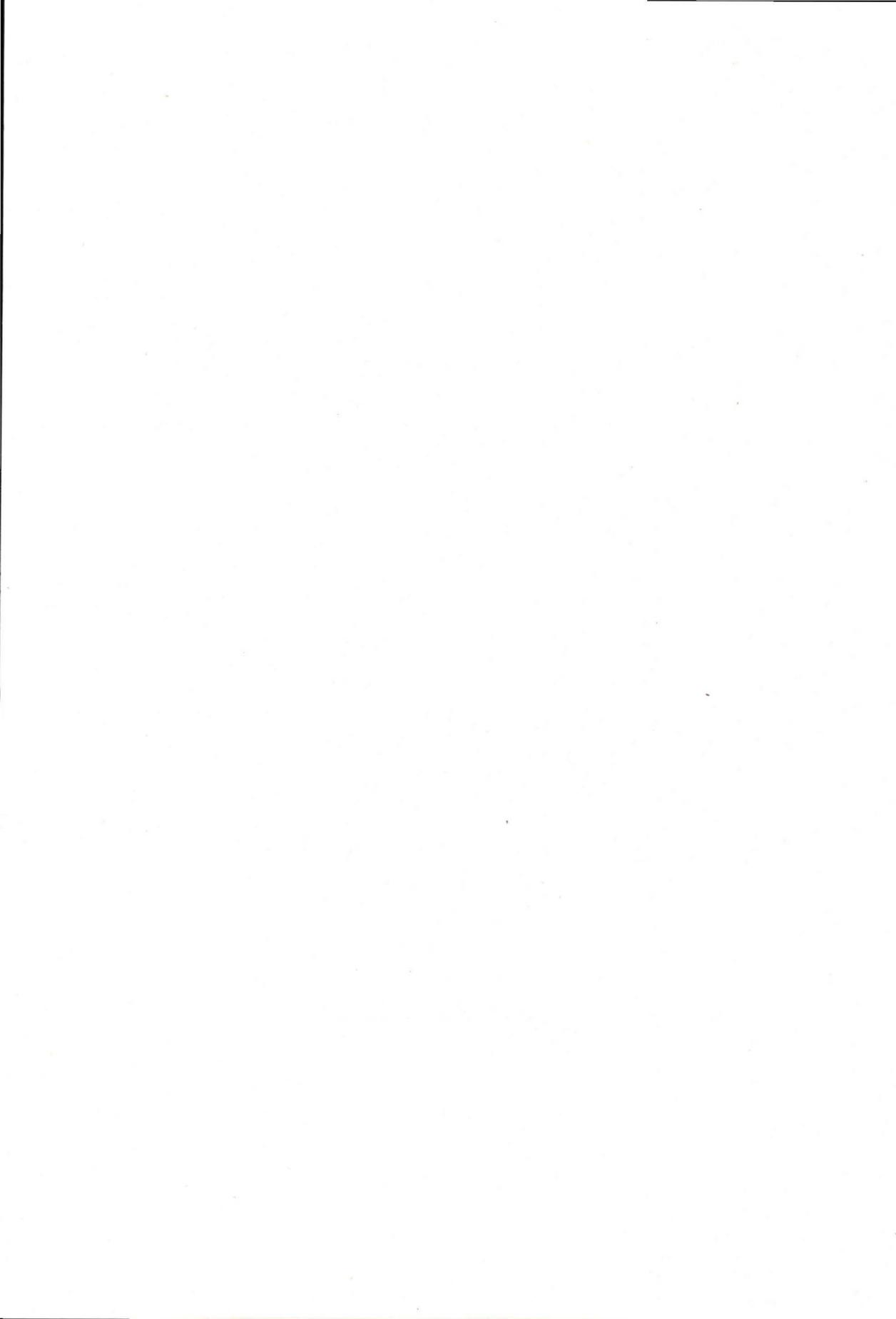
MIT EINER FARBIGEN KARTE UND 59 ABBILDUNGEN

HELSINKI
SEPTEMBER 1944
IMPRIMERIE DE L'ETAT

Helsinki 1944. Valtioneuvoston kirjapaino.

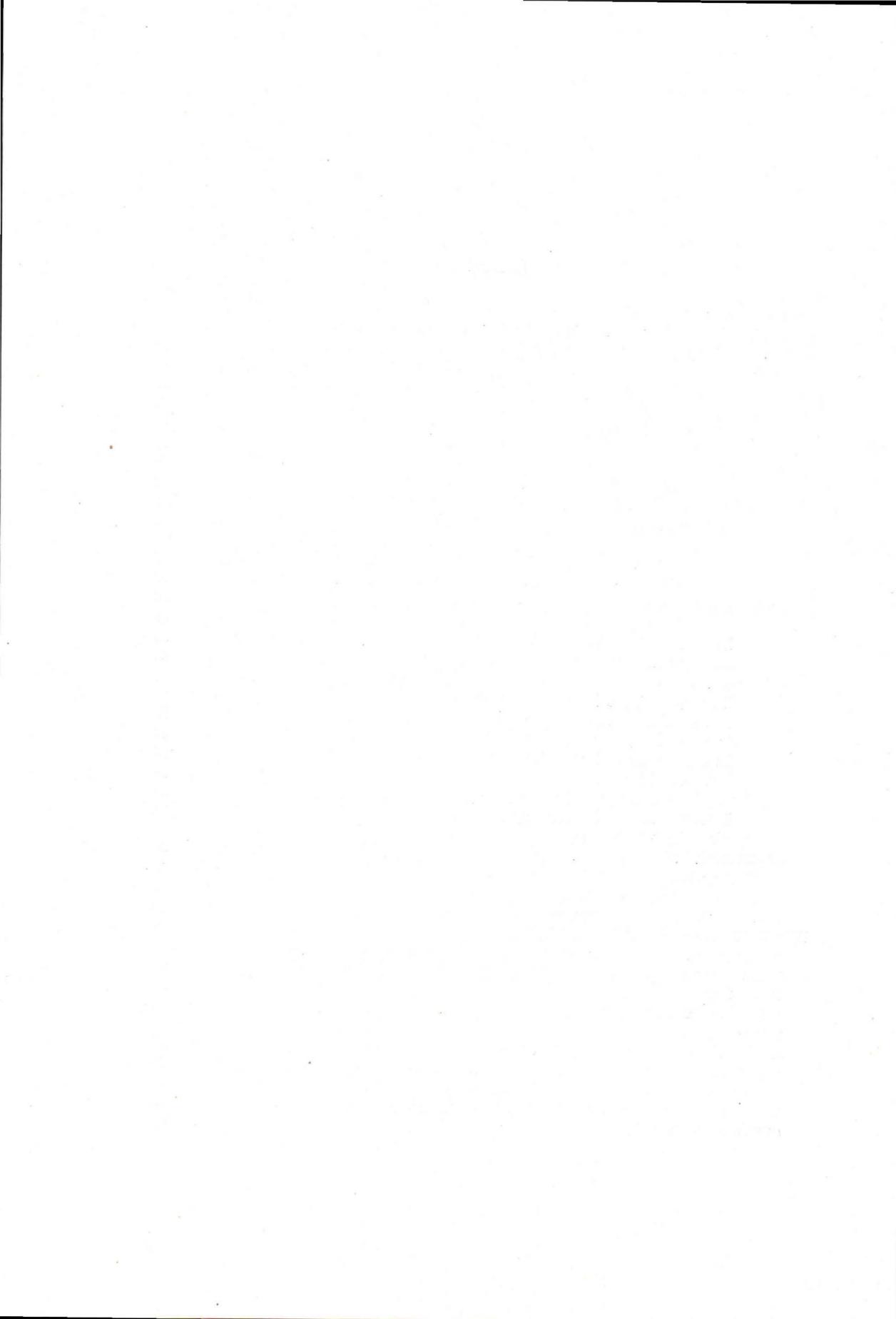


Tagebau bei der Grube Haveri im Mai 1944. Das alte Gut Haveri ist hinter dem Tagebau zu sehen. Im Hintergrunde links die Wohnung des Schneiders Tikkanen sowie die Landstrasse nach dem Kirhdorf Viljakkala. Auf dem Gipfel des Hügels links vom Weg sieht man das Gut Sankari. Im Hintergrunde rechts erhebt sich der Ansonmäki.



INHALT.

	Seite.
VORWORT	7
GESCHICHTE DER GRUBE HAVERI	9
PETROLOGIE IM GEBIET VILJAKKALA	12
EINLEITUNG	12
DIE GESTEINE DER BOTTNISCHEN FORMATION	14
Amphibolit	14
Petrographische Beschreibung	14
Reliktstrukturen	17
Kalksteinszonen	20
Spätere Umwandlungen	22
Die Leptit-Phyllit-Formation	22
Phyllit	22
Leptit	23
Kugelschiefer	25
Spätere Umwandlungen	27
POSTBOTTNISCHE TIEFENGESTEINE	28
Oligoklasgranit	28
Petrographische Beschreibung	28
Kontaktverhältnisse	33
Quarzsyenit	34
Petrographische Beschreibung	34
Kontaktverhältnisse	36
Mikroklingranit	38
Petrographische Beschreibung	38
Kontaktverhältnisse	39
Hornblendegabbro	43
Petrographische Beschreibung	43
Kontaktverhältnisse	44
ERUPTIVGÄNGE	46
Oligoklasgranitgänge	46
Lamprophyrgänge	47
PETROGENETISCHE ÜBERSICHT	50
DIE ERZLAGERSTÄTTE HAVERI	56
NEUERE ERZUNTERSUCHUNGSARBEITEN IM GRUBENGEBIETE HAVERI	56
ERZSPUREN AUSSERHALB DES GRUBENGEBIETES	61
TEKTONIK	65
FORM UND GEHALTE DES ERZES	68
EISENERZ	71
KIESERZ	74
GOLDERZ	79
SCHÖLERZ	81
DIE WIRKUNG DER ERZLÖSUNGEN AUF DEN AMPHIBOLIT	83
GENESIS DES ERZES	87



VORWORT

Als ich am 1. November 1940 bei der Osakeyhtiö Vuoksenniska Aktiebolag als Markscheider und später als Betriebsingenieur an der Grube Haveri angestellt wurde, war die Geologie dieser Erzlagerstätte sehr mangelhaft bekannt. Um bei der Planierung des Abbaues behilflich sein zu können, war ich gezwungen, Charakter, Form und Ausdehnung des Erzes sowie damit zusammenhängende erzgenetische Probleme eingehend zu untersuchen, wobei ich meine geologischen Kenntnisse beträchtlich zu erweitern hatte. Dabei hat mir der Geologe der Aktiengesellschaft, Herr Professor E. H. KRANCK, dem ich dafür zu grosser Dankbarkeit verpflichtet bin, gute Hilfe geleistet.

Die Geologie der Grube Haveri erwies sich indes als eine harte Nuss. Es zeigte sich schon in einem frühen Stadium, dass die Lagerstätte nicht ohne weiteres einem bestimmten Erztyp zugezählt werden konnte, sondern eigenartige Merkmale aufwies, deren rechtes Verständnis forderte, die Geologie und Genesis des Erzes von Haveri in ihrer ganzen Weite einer Behandlung zu unterziehen.

Die vorliegende Abhandlung ist das Ergebnis $3\frac{1}{2}$ jähriger Forschungsarbeit, die grösstenteils in der Freizeit geleistet worden ist. Nur die für den Grubenbetrieb unentbehrlichen Karten sind während der Arbeitszeit ausgeführt worden. Doch ist mir dank dem grossen Entgegenkommen von seiten der Direktion der Gesellschaft Gelegenheit geboten worden, trotz den herrschenden Ausnahmezuständen kürzere Beurlaubungen von der Arbeit zu erhalten. Das Analysenmaterial und alle nötigen Angaben sind mir ebenfalls bereitwillig zur Verfügung gestellt worden, und die Aktiengesellschaft hat der Veröffentlichung dieser Angaben keine Hindernisse in den Weg gestellt. Für dieses grosse Verständnis, das man mir dabei entgegengebracht hat, schulde ich besonderen Dank dem Direktor der Aktiengesellschaft, Herrn Berggrat B. GRÖNBLOM, dem Leiter der bergtechnischen Abteilung, Herrn Bergingenieur J. KRAFT JOHANSEN sowie dem Disponenten der Grube Haveri, Herrn Baron E. AMINOFF.

Es hat nicht vermieden werden können, dass der augenblickliche Krieg einen Einfluss auf die Beschaffenheit der vorliegenden Arbeit ausgeübt hat. Vor allem hat der Mangel an ausländischen, modernen Fachschrifftum nachteilig eingewirkt, aber auch das Fehlen von Material, wie erstklassige photographische Utensilien, sich bemerkbar gemacht.

Herrn Professor H. VÄYRYNEN möchte ich bestens danken für das grosse Interesse, das er für meine Arbeit bekundet hat, sowie für die guten

Ratschläge und Anweisungen, die mir von seiner Seite zuteil geworden sind. Für die Hilfe, die mir die Herren Professor H. HAUSEN, Dr. phil. M. SAKSELA, Bergingenieur W. ZEIDLER, Mag. phil. E. HEINONEN, Mag. phil. B. SALOVIUS u. a. geleistet haben, möchte ich ebenfalls meinen besten Dank zum Ausdruck bringen. Auch bin ich der Outokumpu-Stiftung für die finanzielle Hilfe, die mir gewährt worden ist, zu Dank verpflichtet.

Zum Schluss möchte ich auch Dr. phil. M. RÖMER danken für die Hilfe, die sie mir mit der Übersetzung der Abhandlung ins Deutsche geleistet hat.

Ich hoffe, dass die vorliegende Abhandlung etwas Licht auf die bisher sehr mangelhaft bekannte Erzgeologie des Tamperefeldes werfen wird. Vor 10 Jahren glaubte man noch, dass die bottnische Formation der Gegend Tampere ganz steril in erzgeologischer Hinsicht sei; seitdem sind schon 2 Erzgruben in Betrieb gekommen, aber in der Literatur findet man kaum ein Wort über die betreffenden Erzvorkommen. Ich habe mit dieser Arbeit den Mangel abzuhelpen versucht.

GESCHICHTE DER GRUBE HAVERI.

Zu dem Erzfeld Haveri zählt man alle die Erzindikationen, die in dem Gelände um Aitomäki, Peltosaari und Ansonmäki im Kirchspiel Viljakkala anzutreffen sind. Die Grube Haveri liegt $61^{\circ} 43'$ n. Br. und $23^{\circ} 15'$ ö. L., in der Luftlinie ca. 35 km nordwestlich von der Stadt Tampere.

Wann man zuerst auf die Eisenerzspuren der Gegend aufmerksam wurde, weiss man nicht, aber im Jahre 1737 waren sie bereits bekannt, obgleich damals noch keine Versuche zur Bearbeitung gemacht worden waren. DANIEL TILAS hat in dem genannten Jahr die ersten Aufzeichnungen über diese Lagerstätten gemacht, und er ist es gewesen, der den Impuls dazu gegeben hat, dass im Juli 1738 eine Gesellschaft, am 6. Juni desselben Jahres in Åbo gegründet, eine Schürfung auf dem Ansonmäki, gleich westlich vom Dorfe Viljakkala, unternommen hat. Auf Eisenerz hatte man es abgesehen, und da das Erz von Schwefel- und Kupferkies verunreinigt war, hörte die Arbeit schon nach ein paar Monaten auf.

Im Jahre 1790 entdeckte HENRIC AHLSTRÖM Erz auf Peltosaari, und kurz danach scheint man auch den Erzvorkommen in dem gegenwärtigen Grubengebiet auf dem Aitomäki oder Kruuvanmäki Aufmerksamkeit zugewandt zu haben. Das Interesse für das Erzfeld Haveri war in jener Zeit sogar in Regierungskreisen besonders gross, aber grössere Arbeiten kamen in erster Linie darum nicht zustande, weil die Universität Åbo, die den Grund und Boden besass, unmässige ökonomische Ansprüche an das Unternehmen stellte. Nachdem der Bergintendent NILS NORDENSKIÖLD in einem Memorandum vom 10. Mai 1826 die Lagerstätte als wertlos erklärt hatte, nahm das Interesse allmählich ab, ohne dass man dazu gekommen war, mit einem eigentlichem Abbau zu beginnen.

Im Jahre 1842 wurde von Senator Geheimrat AUG. RAMSAY, Bürgermeister G. IDESTAM und Landrichter N. Y. IDESTAM eine offene Gesellschaft zur Ausbeutung der Grube gegründet. Die Privilegien erhielten sie am 17. August 1842, auch scheint der Grubenbetrieb in Gang gekommen zu sein. Das Erz wurde mit Gespannen nach dem Hochofen in Tampere befördert, in dem es zu Roheisen geschmolzen wurde.

FR. TENGSTROM schreibt 1853 in einem Bericht, dass 9 Grubenöffnungen vorhanden waren, und zwar mit einer Tiefe von 1.2—7.2 m sowie mit einer Länge und Breite zwischen 3.6 und 4.8 m. Eine Abnahme der Erzgänge gegen die Tiefe konnte nicht beobachtet werden, und der Abbau, der 2—3 Monate im Sommer betrieben wurde, brachte jährlich 85—100 Tonnen Erz.

In den folgenden Jahren ging der Abbau stark zurück, so wurden 1854 44 Tonnen Erz, 1855 8.5 t und 1856 nur 7.6 t gefördert. In dem letztgenannten Jahr wurde Haveri Eigentum des Hüttenbesitzers GUSTAV ADOLF WASASTJERNA, der auch die Hütte Östermyra in Seinäjoki besass. Er scheint an Haveri besonders interessiert gewesen zu sein, und die vier Jahre, in denen er die Grube besass, bedeuten die erste Glanzperiode in ihrer Geschichte. Das geht unter anderem aus der Grösse des Abbaues hervor.

	gefördertes Haufwerk t.	gewonnenes Erz, t.
1857		88.4
1858		173.4
1859		350.0
1860	702.0	124.0

WASASTJERNA liess fünf eingearbeitete Hauer aus Schweden kommen, und die Grube beschäftigte ausserdem ca. 10 finnische Arbeiter. Wie aussichtsreich die Zukunft erschien, geht am besten aus H. J. HOLMBERGS Beurteilung aus dem Jahr 1858 hervor, in der er die Grube Kyrö oder Haveri als eines der grössten Erzfelder in Finnland bezeichnet. Die Arbeit wurde in jenen Jahren recht intensiv betrieben, so wurde die Riegrube in eine Tiefe von 22 m abgesenkt, und in ihrer östlichen Wand wurde eine Strecke auf 6 m Länge sowie 4 m Höhe und Breite vorgetrieben. Die Smedjegrube senkte man auf 7 m und die Åker- wie auch die Bastugrube auf 4—5 m Tiefe. Bei diesen Arbeiten konnte festgestellt werden, dass das Erz keinen bestimmten Gang verfolgte, sondern in Drüsen vorkam, wodurch selbstverständlich sein Abbau erschwert wurde. Ausserdem war der Kiesgehalt des Eisenerzes allzu gross, nur die Hälfte des handgeschiedenen Erzes war voll verwertbar, während die andere Hälfte in Mengen Kupfer- und Schwefelkies enthielt. Vorwiegend die Bastu- und die Smedjegrube waren stark kieshaltig.

Der Grubenbesitzer WASASTJERNA dürfte eingesehen haben, dass Haveri sich niemals als Eisengrube lohnen würde, und am 4. März 1861 verkaufte er den ganzen Betrieb an die neugegründete A.-G. Tammerfors Linne- och Jern Manufaktur A/B. Unter den neuen Besitzern ging die Produktion ständig zurück.

	gefördertes Haufwerk t.	gewonnenes Erz, t.
1861	548.2	256.5
1862	562.8	122.7
1863		53.0
1864	41.0	0.25
1865	12.75	0.50
1866	—	—

Der Erzgehalt wurde also Jahr für Jahr geringer, und in Anbetracht der schlechten Ausbeute ist es natürlich, dass der Grubenbetrieb 1865

niedergelegt wurde. Unter den Ortsansässigen erzählt man nunmehr, wie eine der Ursachen des Misslingens darin bestand, dass, als das Erz mit Gespannen nach Tampere gebracht wurde, die Fuhrleute zur Erleichterung ihrer Transporte einen grossen Teil des Erzes auf den Weg warfen. Das Erz wurde nämlich nicht bei der Grube, sondern erst beim Hochofen in Tampere gewogen.

Die A.-G. Tammerfors Linne och Jern A/B liess noch in den folgenden Jahren einige Untersuchungen anstellen, so nahm man 1874 eine Generalprobe des Erzes, die folgendes enthielt:

Fe	41 %
S	1.18
P	0.059

Daraus bereitetes Roheisen enthielt

S	3.07%
P	1.12
Cu	Spuren

Im Jahre 1877 wurde schliesslich die Grube mit dem dazugehörigen Gut an eine Sägemühle verkauft.

Noch einige Male wechselte das Gut Haveri seinen Besitzer, aber die schlechten Ergebnisse der letzten Abbauperiode verlockten niemanden mehr, den Grubenbetrieb wieder aufzunehmen. Haveri wurde wie ein gewöhnliches Bauerngut bewirtschaftet, während die alten Grubengebäude niedrigerissen wurden oder verfielen und Moos über die Grubenthalde wuchs. Die Grube Haveri versank so allmählich in Vergessenheit, und nur die klaffenden Grubenschächte auf dem schönen tannenbewachsenen Hügel legten noch Zeugnis davon ab, wie Bergleute vergangener Zeiten mit Schweiss und Mühe Erz aus dem Felsen abgebaut hatten.

Schrifttum:

- ¹ M. GRUBB: *Officinarum ferrariarum in magno principatu Finlandia*. Abo 1748.
- ² H. J. HOLMBERG: *Materialier till Finlands geognosi*. Helsingfors 1858.
- ³ T. HULTIN: *Historiska upplysningar om bergshandteringen i Finland under svenska tiden. Meddelanden från Industristyrelsen i Finland*. 26 h. Helsingfors 1897.
- ⁴ E. LAINE: *Piirteitä Suomen vuoritoimen historiasta 19-vuosisadan ensipuolikolla*. I. Rautateollisuus. 1808—1831. Helsingissä 1907.
- ⁵ Bergsintendentens underdåniga berättelse 1872.
- ⁶ Bergsintendentens berättelse 1873 och 1874.
- ⁷ Tammerfors Linne- och Jern-Manufaktur A/B 1856—1931.
- ⁸ Statsarkivets bergverkshandlingar.

PETROLOGIE IM GEBIET VILJAKKALA.

EINLEITUNG.

Unter dem Gebiet Viljakkala ist im geologischen Sinne ein petrographisch gut begrenztes Gebiet superkrustaler Gesteine zu verstehen, einige Meilen nordwestlich der Stadt Tampere im südwestlichen Finnland gelegen.

Das Gebiet Viljakkala gehört zu der Superkrustalformation im Tamperefeld, das seit lange Gegenstand geologischen Interesses gewesen ist. So sind die betreffenden Schiefergesteine in älteren Zeiten von D. TILAS¹, P. A. GADD², E. I. WESTLING³, F. J. WIJK⁴, V. L. ÅKERBLOM⁵ u. a. untersucht worden.

J. J. SEDERHOLM war indes der erste, der die Gesteine des Tamperefeldes ausführlicher beschrieb in seiner klassischen Abhandlung: »Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland«, die 1899 herauskam⁶. Er arbeitete ein bestimmtes stratigraphisches Altersschema für die vorkommenden Gesteine aus, wobei er die Schieferformation bei Tampere als Leithorizont benutzte. Da er annahm, dass der Superkrustalkomplex gleichzeitig mit den ostbottnischen Schieferen gebildet worden sei, gab er diesem den Formationsnamen Bottnium, und diese Benennung hat man recht allgemein beibehalten, obgleich sie von vielen jüngeren Forschern als irreführend betrachtet wird⁷. Diese Formation, die aus steil aufgerichteten vulkanogenen und sedimentogenen Schieferen aufgebaut ist, ruht nach SEDERHOLM auf einer Unterlage von präbottnischen älteren Schieferen, Gneisen und Gneisgraniten, welche Gesteine südlich der Schieferzone von Tampere anstehen. Ein batholithisches postbottnisches Granitmassiv bildet wiederum den grösseren Teil des Fels-

¹ D. TILAS: Mineralhistoria öfver Björneborgs och Tavastehus län 1737—38.

² P. A. GADD: Rön om skiffergångarna i Finland. Kongl. Sv. Akad. Handl. 1780.

³ E. I. WESTLING: Geogn. anteckningar, samlade under en resa genom delar av Tavastehus-, Wasa- och Åbo län 1829.

⁴ F. J. WIJK: Om skifferformationen i Tavastehus län. F. Vet. Soc. Bidrag 21 h. Helsingfors 1874.

⁵ V. L. ÅKERBLOM: Bidrag till Tammerforstraktens geognosi. F. Vet. Soc. Bidrag 20 h. Helsingfors 1876.

⁶ J. J. SEDERHOLM: Über eine archäische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 6. Helsingfors 1899.

⁷ H. G. BACKLUND: Die Umgrenzung der Svekofenniden. Bull. of the Geol. Institut. of Upsala. Vol. XXVII. Uppsala 1937. S. 219—269.

grundes nördlich von Tampere, doch ist dieser Granit stellenweise auch zwischen die bottnische Formation und ihre Unterlage eingedrungen.

Das Kartenblatt von Tampere ist 1903 gedruckt worden, und acht Jahre später ist die Beschreibung erschienen¹. Das Gebiet Viljakkala ist

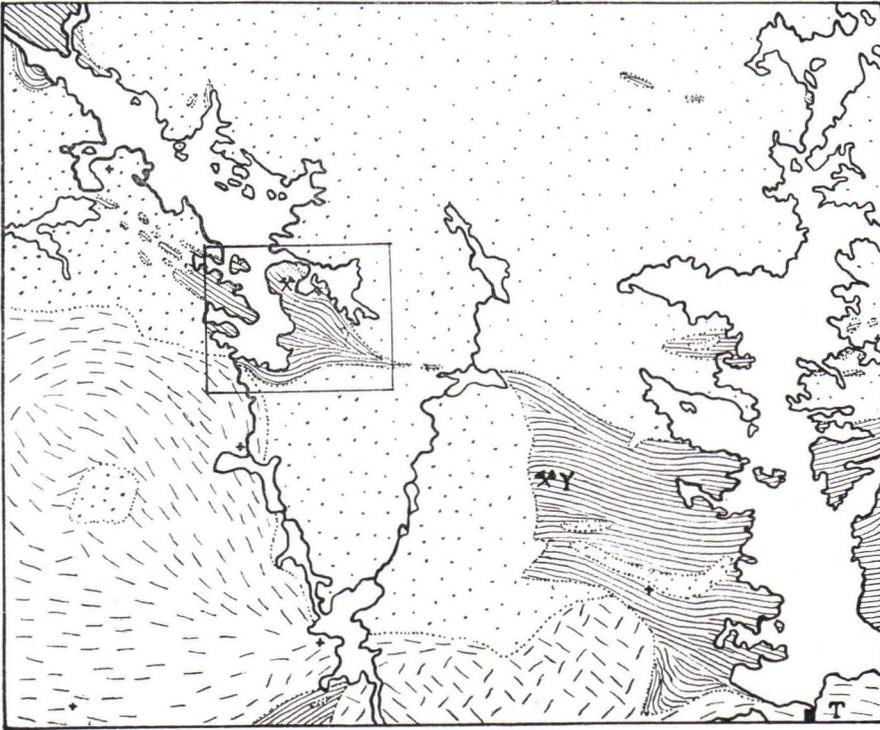


Abb. 1. Felsengrund in der Gegend von Tampere nach J. J. SEDERHOLM. Massstab 1:400 000. Schraffiert präbottnische, gestrichelt bottnische und punktiert postbottnische Gesteine. Das in der Kartenbeilage wiedergegebene Gebiet ist umrahmt. Die linke Kante der Karte 2° westlich von Helsinki, die untere Kante 61° 30' n. Br. T = Stadt Tampere, Y = Grube Ylöjärvi.

hier sehr kurz beschrieben, was erkennen lässt, dass SEDERHOLM ihm niemals grössere Aufmerksamkeit zugewandt hat. Auf der Gesteinskarte (s. Abb. 1) ist angegeben, dass es aus bottnischem Glimmerschiefer besteht, von postbottnischem Granit eingeschlossen, abgesehen von Kyröskoski, wo der Schiefer nach der Karte unmittelbar an einen präbottnischen Glimmergneis grenzt.

Spätere Untersuchungen, in erster Linie von E. MÄKINEN^{2 3}, E.

¹ J. J. SEDERHOLM: Geologisk översiktskarta över Finland. Tammerfors. Beskrivning till bergartskartan. Helsingfors 1911.

² E. MÄKINEN: Ytterligare om kontakten vid Naarajärvi i Lavia. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 36. 1914 s. 185—203.

³ E. MÄKINEN: Ein archaisches Konglomeratvorkommen bei Lavia in Finnland. Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. 37. 1915. s. 385—421.

MIKKOLA und H. VÄYRYNEN^{1 2} haben erwiesen, dass SEDERHOLMS Stratigraphie nicht aufrechterhalten werden kann. So muss die subbottnische Diskordanz als schwebend angesehen werden und der postbottnische »Zentralgranit« in einen älteren Oligoklas- und einen jüngeren Mikroklingranit zerfallen. Diese beiden Granite sind auch südlich vom Tamperefeld anzutreffen.

Keiner der obengenannten Forscher hat dagegen das Gebiet Viljakkala näher untersucht, das als bisher besonders dürftig in geologischer Hinsicht bekannt gelten kann.

Das auf SEDERHOLMS Karte als Glimmerschiefer bezeichnete Gebiet Viljakkala ist, wie eine erneute geologische Untersuchung erwiesen hat, aus amphibolitischen, phyllitischen und leptitischen kristallinen Schiefem aufgebaut. Diese bottnischen Superkrustalgesteine sind oft so stark metamorphosiert, dass ihre Bestimmung in einzelnen Felsen zuweilen unsicher sein kann. Grosse Flächen besonders in dem südlichen Teil des Gebietes sind ganz erdbedeckt, weswegen die Grenze zwischen den verschiedenen Schiefergesteinen nicht sicher gezogen werden kann.

Die Superkrustalformation ist von Oligoklasgranit, Mikroklingranit sowie einem opdalitischen Quarzsyenit eingeschlossen.

Ausserdem finden sich in dem Gebiet ein paar wohlbegrenzte Massive von Hornblendegabbro, die zuvor nicht bekannt gewesen sind.

In Übereinstimmung mit den Schiefem im Tamperegebiet sind auch die Gesteinslager im Gebiet Viljakkala überall steil aufgerichtet. Die Schieferigkeit folgt, soweit bisher festgestellt werden konnte, im grossen und ganzen der Lagerstellung, und das Einfallen wie auch die Faltungssachse sind überwiegend steil. Letztere zeigt jedoch oft ein Einfallen nach Südwesten.

DIE GESTEINE DER BOTTNISCHEN FORMATION.

AMPHIBOLIT.

Petrographische Beschreibung.

Ein feinkörniger Amphibolit bildet einen gesammelten Gesteinskomplex westlich von dem Kirchdorf Viljakkala, wo er unter anderem ansteht auf den Hügeln Ansonmäki und Aitomäki, in welch letzterem die Grube Haveri angelegt ist. Im östlichen Teil des Lintuharju, etwa 1 km nordwestlich von dem Gut Ristilä, ist ein fluidalstruierter Amphibolit anzutreffen, aber da Felsen in diesem Gebiet sehr spärlich vorkommen, hat die Verbreitung

¹ H. VÄYRYNEN: Petrologische Untersuchungen der granitodioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 57. Helsingfors 1923.

² H. VÄYRYNEN: Über die Altersverhältnisse der Granite von Südfinnland und Pohjanmaa. C. R. Soc. géol. de Finlande. N:o IX; Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 115. S. 251—266. Helsinki 1936.

des Amphibolits im Verhältnis zu den übrigen kristallinen Schiefen nicht festgestellt werden können, aber der Amphibolit scheint einen Bestandteil auszumachen in dem mächtigen Superkrustalkomplex, der in der Richtung WNW den südlichen Teil des Kirchspiels Viljakkala durchstreicht.

Der Amphibolit ist meistens von graugrüner Farbe in verschiedenen Schattierungen, homöoblastisch und relativ feinkörnig mit einer vorherrschenden Korngrösse von etwa 0.05 mm, doch kann diese in recht weiten Grenzen variieren. Ein Teil der Amphibolite ist am ehesten richtungslos und granoblastisch. Diese Varietät hat oft fast muscheligen Bruch und



Abb. 2. Amphibolit, von dunklen Hornblendeadern marmoriert. Natürliche Grösse.

ist gewöhnlich dunkelgraugrün. Ein anderer Typ von Amphiboliten ist ausgeprägt schieferig, lepidoblastisch und meistens von hellerer grüngrauer oder grauer Farbe. Zuweilen lässt sich in diesem Gestein eine Bandung erkennen. Diese zwei Haupttypen treten gewöhnlich innig miteinander vermengt auf, aber in der Grube Haveri sind doch Andeutungen zu einer Wechsellagerung feststellbar.

Eine eigenartige Erscheinung ist das Auftreten eines Adernetzes von dunkelgrüner Hornblende im Amphibolit, die das Gestein wie Unkraut durchwächst. Die Adern haben eine Dicke von sogar einigen mm und verleihen dem Amphibolit ein unregelmässig marmoriertes Aussehen. Das kommt auf der Fläche der Diamantbohrkerne besonders gut zum Vorschein (Abb. 2).

Dieses metamorphe Gestein ist am meisten im Grubengebiet verbreitet, aber auch an anderen Stellen im Gebiet Viljakkala sind gute Marmorierungen beobachtet worden, was den weiten Umfang dieser Erscheinung bezeugt. Bisweilen ist diese Marmorierung so durchgreifend, dass der Amphibolit innerhalb kleinerer Partien fast völlig in Hornblendestein übergegangen ist.

Bei mikroskopischer Untersuchung des granoblastischen Amphibolit-typs (Abb. 3) finden wir, dass er fast ausschliesslich aus ungefähr gleichen Teilen Hornblende und Plagioklas besteht. Quarz, Erzmineral und Apatit treten ebenfalls in kleineren Mengen auf. Der Anorthitgehalt im Plagioklas ist durch den maximalen Auslöschungswinkel zu 33 % bestimmt worden. Der Auslöschungswinkel der Hornblende $c \wedge \gamma$ ist 23° = grüne Hornblende, die starken Pleochroismus aufweist: γ moosgrün $>$ β braungrün $>$ α gelb. Erzmineralkörner kommen wie eine gleichmässige Imprägnation im Gestein vor, gewöhnlich aus Magnetit bestehend, aber auch Magnetkies, Pyrit und Kupferkies sind anzutreffen.

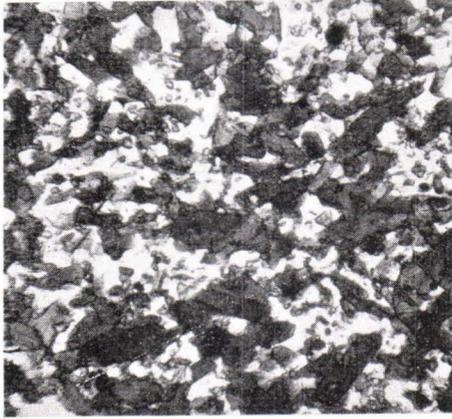


Abb. 3. Granoblastischer Amphibolit vom Aitomäki. Ohne Nikols. Vergrösserung 67 x.

Mehr lepidoblastische Partien im Amphibolit enthalten ausser Plagioklas mit 34 % Anorthit und grüner Hornblende ($c \wedge \gamma = 20^\circ$) recht bedeutende Mengen Biotit

und Quarz sowie auch etwas Erzmineral. Der Biotit ist verhältnismässig schwach pleochroitisch: $\gamma = \beta$ dunkelbraun $>$ α hell-braun. Das Gestein zeigt eine ausgeprägte Parallelstruktur. (Abb. 4.)

Analyse von granoblastischem Amphibolit aus Aitomäki

Analytiker Mag. phil. E. HEINONEN.

	%	Mol. prop.	Norm		Niggli-Werte	
SiO ₂	50.67	842	Q	4.5	si	118.5
TiO ₂	0.80	10	or	3.2	al	16.3
Al ₂ O ₃	11.81	116	ab	33.8	fm	49.2
Fe ₂ O ₃	12.57	79	an	12.9	c	24.6
FeO	4.25	59	Σ sal	54.4	alk	9.9
MnO	0.08	1	wo	14.5	ti	1.4
MgO	5.27	131	en	13.1	p	0.1
CaO	9.79	174	mt	11.6	k	0.09
Na ₂ O	3.98	64	hm	4.6	mg	0.38
K ₂ O	0.58	6	il	1.5	o	0.45
H ₂ O	0.11		ap	0.3	si'	139.6
P ₂ O ₅	0.20	1	Σ fem	45.6	qz	-21.1
	100.11			100.0		

nach Niggli System: Gabbro

nach amerikanischem System: Auvergnose

Die chemische Zusammensetzung ist ungefähr dieselbe wie bei basaltischen Laven.

Es mag in diesem Zusammenhang von Interesse sein, die oben wieder-gegebene Amphibolitanalyse mit einigen von J. J. SEDERHOLM dargestellten Analysen von Uralitporphyrit zu vergleichen.

	Työlyjärven- oja ¹ Analytiker Dr. H. Berghell	Kalvola ² Analytiker Dr. A. W. Fors- berg
SiO ₂	49.34	48.64
Al ₂ O ₃	14.52	11.68
Fe ₂ O ₃	16.05	10.57
FeO		6.31
MgO	5.72	6.78
CaO	9.11	10.88
Na ₂ O	3.02	2.90
K ₂ O	1.23	1.01
Glühverlust	1.60	1.02
	<u>100.59</u>	<u>99.79</u>

J. J. SEDERHOLM sagt über diese Uralitporphyrite, dass der bei der Metamorphose des Gesteins entstandene Uralit es wie Unkraut durchwache. Sowohl die chemische Zusammensetzung als auch der äussere Habitus scheinen somit gut mit dem Amphibolit von Viljakkala übereinzustimmen. Das wiese auf eine ähnliche Entstehungsweise hin, aber eine Uralitneubildung hat im Amphibolit von Viljakkala, der sichtlich in Amphibolitfazies sich gebildet hat, nicht beobachtet werden können.

Reliktstrukturen.

In dem Amphibolitgebiet sind an mehreren Stellen Reliktstrukturen angetroffen worden, die darauf hindeuten, dass der Amphibolit vulkanogen ist. So kann amygdaloidale Ausbildung im Amphibolit im Ansonmäkihang an der Landstrasse gegenüber dem Gut Sankari beobachtet werden. Mandelsteine sind auch in einem Felsen bei der Wohnung des Schneiders Tikkanen südlich der Grube Haveri gefunden worden. In demselben Felsen, desgleichen an ein paar anderen Stellen, hat der Amphibolit eine porphyrische Ausbildung mit bis zu einigen mm langen unorientierten Plagioklasleisten in einer feinkörnigen, granoblastischen Grundmasse. (Abb. 5.) Die Struktur

¹ J. J. SEDERHOLM: Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 6. Helsingfors 1899.

² J. J. SEDERHOLM: Beskrivning till kartbladet N:o 18. Tammela. Finlands geologiska undersökning. Helsingfors 1890.

ist als blastoporphyrisch zu betrachten und dürfte in einer alten basaltischen Lava primär sein, zumal da in denselben Felsen Mandelsteine vorkommen. Der Anorthitgehalt der Plagioklaseinsprenglinge ist in Doppelzwillingen zu 47 % bestimmt worden, während der Plagioklas in der Grundmasse nur 37 % Anorthit aufweist, was durch den maximalen Auslöschungswinkel ermittelt worden ist. Der Amphibol hat einen Auslöschungswinkel $c \wedge \gamma 19^\circ =$ grüne Hornblende und ist stark pleochroitisch: γ grün $> \beta$ grünbraun $> \alpha$ gelbgrün.

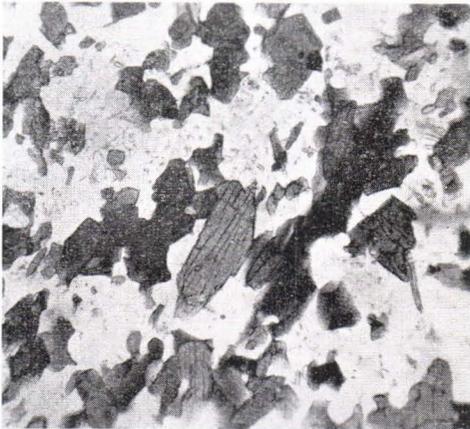


Abb. 4. Lepidoblastischer Amphibolit vom Aitomäki. Ohne Nikols. Vergrößerung 67 x.

Der bereits erwähnte fluidalstruierte Amphibolit vom östlichen Teil des Lintuharju enthält ebenfalls einige mm grosse idiomorphe Plagioklaseinsprenglinge mit 43 % Anorthit. Die Körner sind oft parallel angeordnet, und deshalb kann die Struktur des Gesteins als trachytoidal betrachtet werden (Abb. 6). Der Plagioklas ist sekundär umgewandelt (saussuritisiert), und sein Anorthitgehalt in der feinkörnigen Grundmasse hat nicht bestimmt werden können.

Der beste Beweis für den vulkanischen Ursprung des Amphibolits ist jedoch das Vorkommen einer unzweifelhaften Pillow- oder

Kissenlava auf dem westlichen Vorsprung der Insel Peltosaari (Abb. 7) wie auch SW vom Ansonmäki am Ufer des Kyrösjärvi. Auch in ein paar Blöcken bei dem alten Gut Haveri im Grubengebiet kann schöne Pillowlavastruktur beobachtet werden.

Pillowlaven von sehr ähnlichem Typ treten an vielen Stellen im Schärenhof von Nyland auf, unter anderem auf Digskär in Pernå¹. Die Pillowlaven entstehen eindeutig, meint man, bei subaquatischen Lavaeruptionen².

Nach der obengenannten Reliktstruktur wie auch nach dem petrographischen und chemischen Aufbau des Amphibolits lässt sich mit Sicherheit feststellen, dass wenigstens ein Teil des Amphibolits in Viljakkala aus metamorphen basaltischen Laven besteht. Der lepidoblastische Amphibolit mit seiner undeutlichen Bänderung weicht dagegen etwas von normalen metamorphen Laven ab. Gewiss wäre es denkbar, dass er seine

¹ J. J. SEDERHOLM: On Migmatites and Associated Precambrian Rocks of southwestern Finland. Part I: The Pelling region. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 58, Helsingfors 1923.

² T. F. W. BARTH — C. W. CORRENS — P. ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939. (S. 100.)

gegenwärtige Struktur nur durch eine starke spätere Umwandlung angenommen hätte, doch ist es ebenfalls möglich, dass das Ursprungsmaterial

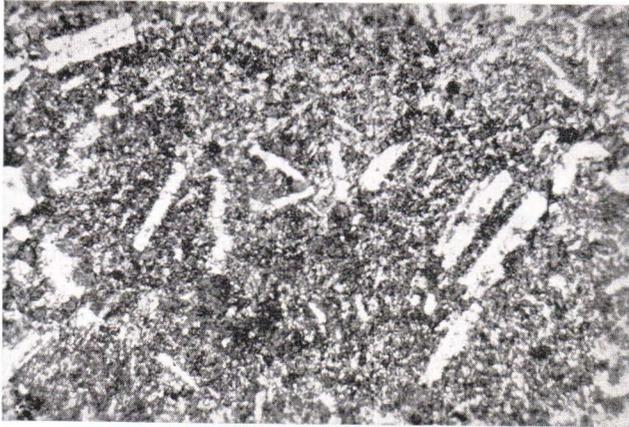


Abb. 5. Amphibolit mit ophitischer Struktur südlich von Haveri. Ohne Nikols. Vergrößerung 30 x.

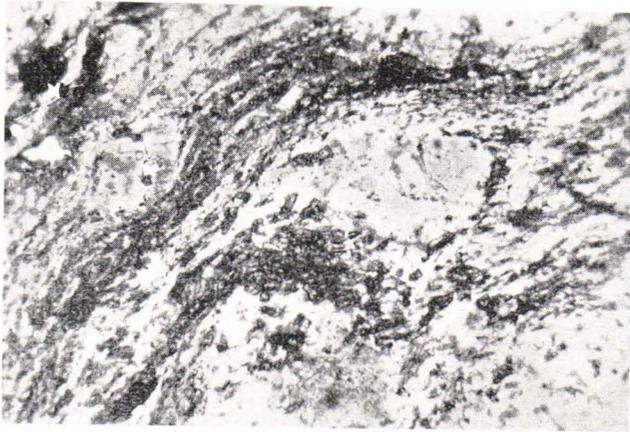


Abb. 6. Fluidalstruierter Amphibolit vom Lintuharju. Ohne Nikols. Vergrößerung 30 x.

ein anderes gewesen ist. Leider fehlen Reliktstrukturen völlig in diesem metamorphen Gestein, aber da es abwechselnd mit als alte Laven festgestellten Amphibolitpartien auftritt, scheint es nahezu liegen, es als Tuffit zu erklären.

Kalksteinszonen.

An ein paar Stellen in dem Amphibolitgebiet sind kalkreiche Zonen angetroffen worden, von denen die in der Grube Haveri am besten bekannt sind (Abb. 8). An gewissen Stellen (an den Strecken S 17, ST) liegt der Kalkstein in bis 5 parallelen Lagern von 10—30 cm Mächtigkeit, die von ca. 0.5—2 m starken Amphibolitlagern mit konformer Schieferigkeit voneinander getrennt sind. An anderen Stellen (z. B. S 6) sind die Kalksteinslager stark zusammengefaltet oder zerrissen, so dass oft nur einige kalkreiche Schlieren im Gestein übrig sind.

Der Kalkstein besteht meistens aus feinkristallinem Kalzit, oft aber ist er stark verskarnt, wobei Neubildung von Hornblende und Epidot sowie



Abb. 7. Pillowlava auf Peltosaari.

Imprägnation von Schwefel-, Magnet- und Kupferkies eingetreten sind. Auch geringere Mengen an Diopsid und Zinkblende sind beobachtet worden. In der nördlicheren Kalksteinszone in der Grube (Strecke S 10) treten auch heller Tremolit und Kalzedon auf. Ein sehr feinkörniger epidotreicher Kalkstein ist in einem Bohrloch (H 24) in ca. 250 m Tiefe unter der Grube angetroffen worden. Ein ähnliches Kalksteinslager tritt auch am Ufer des Kyrösjärvi W vom Ansonmäki auf.

Die Kalksteinszonen folgen im grossen ganzen den Streichrichtungen in der Grube (Abb. 8) und schliessen sich offenbar den lepidoblastischen näher als den granoblastischen Amphibolitpartien an.

Ähnliche Kalksteinslager sind unter anderem von C. W. CARSTENS aus basaltischen Lavabetten auf Smölen im Trondhjemgebiet¹ beschrieben worden, und er nimmt an, dass sie als chemische Sedimente gebildet worden sind.

¹ C. W. CARSTENS: Der unterordovicische Vulkanismus auf Smölen. Kristiania 1924.

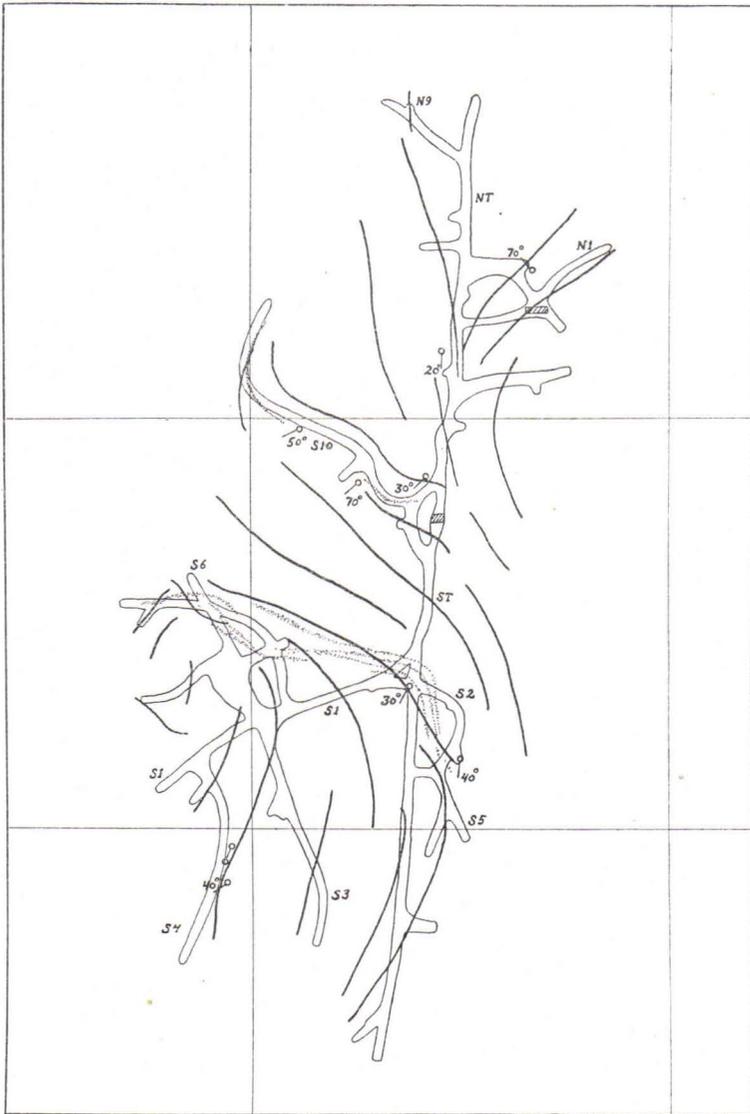


Abb. 8. Streich- und Achsenrichtungen sowie Kalksteinszonen in der Grube Haveri in 50 m Tiefe. Der Abstand zwischen den Koordinatenlinien 100 m. Sie sind nach der Nordrichtung orientiert und finden sich auf allen Detailkarten über die Grube Haveri.

Es erscheint plausibel, auch den Kalkstein in Viljakkala als einen vulkanischen Kalksteinssinter zu erklären, der entweder an der Erdoberfläche oder in deren Spalten im Zusammenhang mit den Effusivgesteinen entstanden ist.

Spätere Umwandlungen.

Der Amphibolit ist nach seiner Entstehung mannigfaltigen Veränderungen ausgesetzt gewesen. So verhält es sich besonders in der Grube Haveri, wo die Gesteinslager von Magnetit, Magnet-, Kupfer- und Schwefelkies brekziert worden sind. Wir finden in der Nähe des Erzes die bereits erwähnte Marmorierung im Amphibolit wie auch metasomatische Umwandlungsprodukte aus Amphibolit, und ihr Auftreten im Anschluss an das Erz lässt vermuten, dass sie im Zusammenhang mit der Erzbildung entstanden sind. Wir werden bei der Beschreibung des Erzes wieder auf sie zurückkommen.

DIE LEPTIT-PHYLLIT-FORMATION.

Phyllit.

Ein grosser Teil des Superkrustalkomplexes im südlichen Abschnitt des Gebietes Viljakkala besteht aus einem grauen, gebänderten Phyllit. Ein verhältnismässig gut erhaltener Strich dieses Gesteins findet sich wieder bei dem Gut Yli-Uppa, von wo aus er in nordwestlicher Richtung streicht, um am Ufer des Kyrösjärvi wieder gegen NNE umzubiegen.

Bei mikroskopischer Untersuchung ist zu erkennen, dass das Gestein aus ungefähr gleichen Mengen Quarz und Biotit zusammengesetzt ist (Abb. 9). Der Quarz bildet mehr oder minder abgerundete Körner von etwa 0.05 mm Grösse. Der Biotit ist stark pleochroitisch: $\gamma = \beta$ dunkelgrünbraun $> \alpha$ hellgrünbraun. Das Gestein enthält in reichlicher Menge parallelorientierten Magnetkies, neben dem Pyrit, Kupferkies und Magnetit beobachtet worden sind.

Analyse von Phyllit südlich vom Ansonmäki.

Analytiker Mag. phil. E. HEINONEN.

	%	Mol. prop.		Niggli-Werte	
SiO ₂	62.87	1 041	si	226.0	} = 100
TiO ₂	0.90	11	al	27.3	
Al ₂ O ₃	12.85	126	fm	51.3	
Fe ₂ O ₃	1.00	6	c	10.7	
FeO	10.16	141	alk	10.7	
MnO	0.02	—	ti	2.4	
MgO	3.35	83	p	—	
CaO	2.73	49	k	0.92	
Na ₂ O	0.26	4	mg	0.35	
K ₂ O	4.23	45	o	0.05	
H ₂ O	1.66	—	si'	142.8	
P ₂ O ₅	0.07	—	qz	83.2	
	<u>99.84</u>				

Infolge des Kiesgehaltes sind die Phyllitfelsen meistens stark rostverwittert. Arme Magnetkies- und Magnetitimpregnationen haben stellenweise schwache magnetische Indikationen verursacht, was unter anderem in dem sog. Humallahti-Feld, in der Buchtendung NW von Yli-Uppa gelegen, der Fall ist.

Wir sehen, die chemische Zusammensetzung ist typisch für Tonsedimente mit hohen Al_2O_3 - und K_2O - und niedrigen Na_2O -Gehalten, und da die petrographische Untersuchung nur den sedimentären Ursprung des Sediments unterstreicht, kann es geeignet als ein Metapelit bezeichnet werden.

Die Metapeliten sind oft dem Einfluss der Granite stark ausgesetzt gewesen, wodurch verschiedene Mischgesteine entstanden sind, die weiter unten behandelt werden.

Leptit.

In der Superkrustalzone im südlichen Teil des Gebietes Viljakkala sind mancherorts Felsen aus einem grauen, granoblastischen Gestein anzutreffen, das in der Hauptsache aus Quarz, Feldspat sowie kleineren Mengen femischer Mineralien aufgebaut ist. Strukturell schliesst es sich bei okularer Betrachtung dem Oligoklasgranit recht nahe an, weist aber eine klastische Textur auf.

Bei einem gut entblösten Felsen, direkt nördlich von dem Gut Jutila am Kyrösjärvi gelegen, habe ich Gelegenheit gehabt, die Vorkommensweise dieses Gesteins eingehender zu studieren. Hier finden sich 0.5—2 m mächtige Lager des betreffenden Gesteins, die in gebänderten Phyllit konform eingebettet liegen. Die Streichrichtung und die Gesteinsgrenzen sind schnurgerade, und es können keine Intrusionskontakte entdeckt werden. Das Lager bietet durchaus das Bild eines aus Sandmaterial aufgebauten metamorphen Sediments, das mit den Metapeliten wechsellagert (Abb. 10). Die Lagern sind immer deutlich grobkörniger an der nördlichen, feinkörniger und ein wenig rostig an der südlichen Seite.

Bei mikroskopischer Untersuchung der strukturell porphyrischen Gesteine ist zu erkennen, dass die Grundmasse hauptsächlich aus Quarz und



Abb. 9. Phyllit südlich von Ansonmäki. Ohne Nikols. Vergrößerung 67 x.

Plagioklas besteht und eine dominierende Korngrösse von etwa 0.05 mm aufweist (Abb. 11). Sie enthält überwiegend idiomorphe Einsprenglinge von schwach umgewandelten (saussuritisiertem) Plagioklas mit 26 % Anorthit, grüner Hornblende und Quarz mit Korngrößen zwischen 0.2 und 1 mm. Auch Titanit wurde in den Präparaten beobachtet.



Abb. 10. Gebänderter Leptit am Ufer des Kyrösjärvi nördlich von dem Gut Jutila.

Analyse über Leptit vom Ufer des Kyrösjärvi nördlich vom Gut Jutila.
Analytiker Mag. phil. E. HEINONEN.

	%	Mol. prop.	Norm		Niggli-Werte	
SiO ₂	68.95	1 142	Q	23.4	si	280.0
TiO ₂	0.65	8	or	23.4	al	24.4
Al ₂ O ₃	10.15	100	ab	30.4	fm	30.3
Fe ₂ O ₃	2.96	18	Σ sal 77.2		c	20.1
FeO	2.80	39			alk	25.2
MnO	0.06	1	ac	1.4	ti	2.0
MgO	1.92	48	wo	8.9	p	0.5
CaO	4.61	82	en	4.8		
Na ₂ O	3.77	61	fs	2.2	k	0.41
K ₂ O	3.96	42	mt	3.5	mg	0.39
H ₂ O	0.29		il	1.2	o	0.34
P ₂ O ₅	0.23	2	ap	0.6		
	<u>100.35</u>		Σ fem	<u>22.6</u>	si'	200.8
				99.8	qz	79.2

Nach Niggli System; Quarzdiorit

Nach dem amerikanischen System: Harzose

Die petrographische und chemische Untersuchung erweist deutlich, dass wir es hier nicht mit einem gewöhnlichen sedimentogenen Gestein zu tun haben. Petrographisch muss das Gestein als ein Leptit mit chemisch quarzdioritischer Zusammensetzung bezeichnet werden. Die Wechsellagerung mit typischen Sedimenten beweist, dass es auf der Erdoberfläche abgesetzt worden ist. Es ist als ein pyroklastisches Sediment, mit einer Zusammensetzung einer metamorphen sauren Lava, am ehesten ein Quarzporphyrit, zu betrachten. P. J. HOLMQUIST hat einige geschichtete Gesteine im Küstengebiet von Stockholm, die stark an das oben beschriebene Gestein erinnern¹, als Porphyrite bezeichnet.

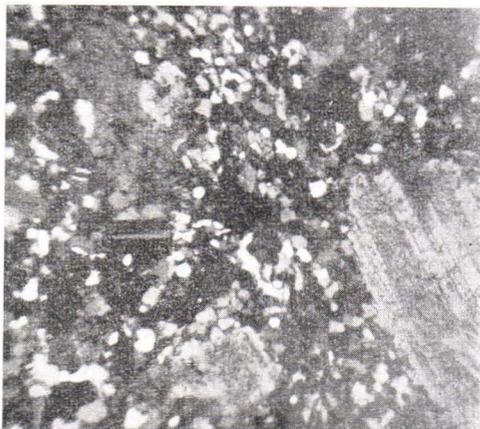


Abb. 11. Leptit von dem Felsen auf Abb. 10. Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 30 x.

In der gesamten Superkrustalformation im südlichen Teil von Viljakkala kommen Leptite und Phyllite vor. Sie sind offenbar in derselben geologischen Entwicklungsphase von abwechselnd vulkanischem und sedimentärem Material entstanden und bilden somit zusammen eine genetische Einheit, die auch auf der Gesteinskarte nicht geteilt zu werden braucht, obgleich innerhalb kleinerer Gebiete eine der Komponenten dominieren kann.

Kugelschiefer.

Gut ausgebildete Kugelschiefer lassen sich mancherorts in dem Leptit-Phyllit-Strich unter anderem in den obengenannten Felsen nördlich des Gutes Jutila am Kyrösjärvi (Abb. 12) sowie auf Kourulannenä, zu der Landzunge Osara gehörig, beobachten. Die Kugeln sind in gewissen Fällen ganz rund, meistens aber ellipsoidisch oder linsenförmig. Ihre Grösse variiert zwischen 10 und 50 cm. Überwiegend sind sie hell-graugrün und gleichmässig feinkörnig mit einer etwas grobkörnigeren Grenzzone, aber es kommen auch pegmatitische Kugeln vor.

In dem Felsen nördlich von Jutila können wir beobachten, dass Kugeln sowohl im Leptit als auch im Phyllit, aber mit Vorliebe in den Fugen zwischen diesen Gesteinen vorkommen. Auf Kourulannenä treten die Kugeln wie eine Reihe boudinageartig abgeschnürter Würste auf, längs

¹ P. J. HOLMQUIST: En superkrustal porfyritformation inom urberget i Stockholms kustområde. Geol. fören. i Stockh. förhandl. jan.—febr. 1928.

einem ca. 1 dm mächtigen Horizont im Leptit. Jener Felsen wird von der Ortsbevölkerung Pirula (Teufelfelsen) genannt, weil die Volksphantasie die Kugeln als Fussabdrücke des Teufels auslegt.

Bei mikroskopischer Untersuchung der hell-graugrünen Kugeln finden wir, dass diese sich der Grundmasse im Leptit nahe anschliessen, aber eine starke Anreicherung von Epidot aufweisen, was auf einen Kalküberschuss im Verhältnis zum Leptit hindeutet.



Abb. 12. Kugelschiefer von dem Felsen auf Abb. 10.

Eine Eigentümlichkeit, die in dem genannten Felsen nördlich von Jutila beobachtet werden kann, besteht darin, dass die ellipsoidischen Kugeln der Streichrichtung nicht genau folgen, vielmehr bilden die Längsesachsen der Kugeln meistens einen Winkel von ca. 20° mit dieser.

Ähnliche Kugelschiefer finden sich unter anderen in den kalevischen Glimmerschiefern im östlichen Finnland, die, wie B. FROSTERUS und W. W. WILKMAN¹ angenommen haben, bei der Injektion von magmatischen Aussonderungen zwischen den Schichtfugen entstanden sind. Diese Ansicht ist später von V. HACKMAN² widerlegt worden, der auf Grund der Untersuchungen von H. VÄYRYNEN erwies, dass ursprünglich Tonschiefer mit Mergel- und quarzigen Konkretionen vorgelegen haben.

In Übereinstimmung mit der späteren Ansicht, die nunmehr allgemein anerkannt ist, muss die Kugelbildung in der Leptit-Phyllit-Zone von Viljakkala aus kalkreichen Lagern und Konkretionen in den Superkrustalgesteinen zustande gekommen sein. In einigen von diesen Kugeln ist das kalkreiche Material durch Pegmatit verdrängt worden.

¹ B. FROSTERUS — W. W. WILKMAN: Geologisk översiktskarta över Finland. Joensuu. Beskrivning till bergartskartan. Helsingfors 1916.

² V. HACKMAN: Geologisk översiktskarta över Finland. Nyslott. Beskrivning till bergartskartan. Helsingfors. 1931.

Spätere Umwandlungen.

Oben ist bemerkt worden, wie die Superkrustalgesteine durchgreifenden Umwandlungen unterlegen gewesen sind, die dazu geführt haben, dass eine sichere Bestimmung des Entstehens der metamorphen Gesteine aus vulkanischem oder sedimentärem Material unmöglich gemacht worden ist.

Diese Wandlung trägt grossenteils den Charakter einer Umkristallisation, vereinigt mit stärkerer oder schwächerer Zufuhr von granitischem Material, durch die sich granitische Gesteine, die oft sehr heterogen sind, gebildet haben. Diese von vornher- ein schwer bestimm- baren Gesteine sind des weiteren einer mehr oder weniger durchgreifenden Metamorphose ausgesetzt gewesen, so dass die anstehenden Gesteine von heute die Endprodukte mehrerer geologischer Prozesse darstellen, deren endgültige Klärung in Anbetracht des knappen Felsenmaterials als ein nur wenig verlockendes Problem angesehen werden kann.



Abb. 13. Granitisiertes Superkrustalgestein. Nordwestlich des Pfarrgutes von Viljakkala. Ohne Nikols. Vergrösserung 30 x.

Ein Anfangsstadium der Granitisation kann in gewissen feinkörnigen Phylliten beobachtet werden, z. B. in einem Felsen nordwestlich vom Pfarrgut in Viljakkala, und ist dort gekennzeichnet durch eine Neubildung von Quarz und etwas Mikroklin, die als grössere Körner in der feinkörnigen Grundmasse hervortreten, die, nach dem flasrigen Aussehen des Gesteins zu schliessen, mylonitisiert worden ist (Abb. 13). Das Ursprungsmaterial dieses Gesteins ist vermutlich ungefähr dasselbe wie das des auf Abb. 9 wiedergegebenen Phyllits.

An anderen Stellen kommt auch Plagioklas mit 30 % Anorthit hinzu, und zwar als neugebildetes Material, was aus der Kornstruktur geschlossen werden kann.

Mit zunehmendem Kieselsäuregehalt verschwinden nach und nach die femischen Mineralien. Der Biotit geht teilweise in Serizit über, und die Hornblende wird immer mehr verdrängt. Bei weiter vorgeschrittener Metamorphose zeigt die Hornblende dabei eine zerrissene Struktur, was zum Teil einer Aufquetschung des Gesteins zuzuschreiben ist (Abb. 14).

Diese Gesteine können vermutlich als Produkte einer Regionalmetamorphose betrachtet werden, bei der das Material aus den aufdringenden Granitmagmen den Superkrustalgesteinen zugeführt worden ist.

Nordwestlich von dem Gut Antila findet sich in einem Felsen ein weisser

feinkörniger Quarzit, dessen Genesis nicht aufgeklärt worden ist. Vielleicht liegt hier ein quarzreiches Sedimentlager vor, doch kann der Quarzit auch kontaktmetasomatischen Ursprungs sein.

POSTBOTTNISCHE TIEFENGESTEINE.

OLIGOKLASGRANIT.

Petrographische Beschreibung.

In der nordwestlichen Ecke des Gebietes finden wir einen hellen, graugelben oder rötlichen und verhältnismässig feinkörnigen Granit, der sich weit nach Nordwesten ausbreitet. Das Gestein zeigt überwiegend eine richtungslose und gleichmässig gekörnte Struktur, und nur in gewissen Fällen ist hauptsächlich in nordwestlicher Richtungeine undeutliche Schieferigkeit beobachtet worden, was mit den allgemeinen Streichrichtungen in dem Gebiet Viljakkala gut übereinstimmt.

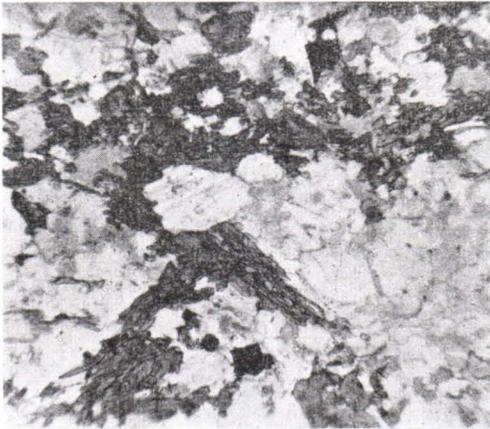


Abb. 14. Granitisiertes Superkrustalgestein.
Südlich von Hirvilahti. Ohne Nikols.
Vergrösserung 30 x.

Südöstlich vom Ansonmäki tritt ein kleineres Massiv von demselben Gestein auf.

In dem südlichen Teil des Gebietes finden sich einzelne Felsen von einem migmatitischen Granit, dessen Struktur, Farbe und

Mineralparagenese uns am ehesten annehmen lassen, dass er dem Oligoklasgranit zugehört. V. VÄHÄTALO und V. PÄÄKKÖNEN, die unabhängig voneinander die Geologie der Gegend von Ylöjärvi studiert haben, haben jeder für sich das westlich vom Ylöjärvi gelegene Granitmassiv der älteren Granitserie, d. h. dem Oligoklasgranit, zugezählt. Dasselbe Massiv erstreckt sich bis zum südlichen Teil des Gebietes Viljakkala (s. Abb. 1), und da die Beobachtungen hier in keiner Hinsicht der Annahme jener Geologen widerspräche, ist trotz des beschränkten Materials das betreffende Granitgebiet auf der Kartenbeilage als Oligoklasgranit bezeichnet worden.

Bei mikroskopischer Untersuchung (Abb. 15) finden wir, dass der graugelbe Oligoklasgranit aus Plagioklas mit ca. 30 % An, Kalifeldspat, Quarz, grüner Hornblende, Epidot, Chlorit, Titanit, Apatit und Magnetit aufgebaut ist.

Die Korngrösse variiert zwischen 0.1 und ein paar mm. Gewöhnlich hat der Feldspat die grösste Korngrösse, aber auf Kontusaari ist ein Oli-

goklasgranit mit ein paar mm grossen Einsprenglingen von klarem, schwach ins Blaue fallendem Quarz beobachtet worden.

Der Plagioklas weist oft eine gewisse Zonarstruktur insofern auf, als die äusseren Teile der Körner aus einem albitreicheren Plagioklas bestehen, während der Kern durch Saussuritisierung anorthitreicheren Materials in Klinozoisit und Glimmer zerfallen ist. Anorthitreicherer Plagioklas scheint sich somit zuerst kristallisiert zu haben, ist aber in der Endphase der Kristallisation instabil geworden. Mehrere Zonen haben nicht unterschieden werden können.

Die Hornblende und besonders der Titanit sind überwiegend idiomorph. Die femischen Mineralien weisen eine deutliche Tendenz zur Zusammenballung auf.

Analyse über graugelben Oligoklasgranit von dem westlichen Ufer der Landzunge Inkula.

Analytiker Mag. phil. E. HEINONEN.

	%	Mol. prop.	Norm			Niggli-Werte	
SiO ₂	69.89	1 160	Q	26.0	si	308.0	} = 100
TiO ₂	0.85	4	or	23.3	al	36.7	
Al ₂ O ₃	14.11	138	ab	28.8	fm	17.5	
Fe ₂ O ₃	1.43	9	an	11.7	c	20.2	
FeO	1.43	20	Σsal	89.3	alk	25.6	
MnO	0.03	—	wo	3.6	ti	1.1	
MgO	1.12	28	en	2.8	p	0.3	
CaO	4.27	76	fs	0.9	k	0.44	
Na ₂ O	3.35	54	mt	2.1	mg	0.48	
K ₂ O	3.95	42	il	0.6	o	0.27	
H ₂ O	0.14		ap	0.3			
P ₂ O ₅	0.15	1	Σfem	10.3	si'	202.4	
	99.72			99.6	qz	105.6	

Nach Niggli System; Plagioklasgranit
 Nach dem amerikanischen System: Amiotose

In Felsen des graugelben Oligoklasgranits ist oft eine matte Rotfärbung zu beobachten, die unregelmässig orientierte Spalten in diesem Gestein verfolgt, so dass auf der Felsfläche ein Netzwerk roter Fäden zu sehen ist (Abb. 16).

Meistens haben die Fäden eine Breite von nur einigen mm, schwellen aber manchmal an, so dass das ganze Gestein homogen rotgefärbt ist. So sind die Uferfelsen am westlichen Teil des Sundes von Inkula ganz aus feinkörnigem, braunrotem Granit aufgebaut, der in seinem Aussehen mit dem normalen Oligoklasgranit übereinzustimmen scheint, natürlich mit Ausnahme der Farbe.

Bei mikroskopischer Untersuchung der Mineralparagenese ist insofern eine gute Übereinstimmung wahrzunehmen, als sich herausstellt, dass der



Abb. 15. Graugelber Oligoklasgranit vom westlichen Ufer der Landzunge Inkula. Saussuritisierter Plagioklas mit Zonarstruktur, Hornblende und Quarz. Rechts ein idiomorphes Titanitkorn. Ohne Nikols.
Vergrößerung 30 x.

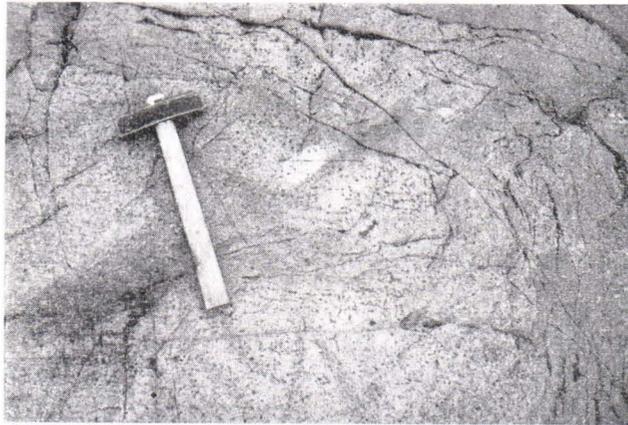


Abb. 16. Netzwerk roter Fäden in graugelbem Oligoklasgranit vom westlichen Ufer der Landzunge Inkula.

rote Granit aus Plagioklas mit 30 % An, Mikroklin, Quarz, grüner Hornblende, Epidot, teilweise chloritisiertem Biotit, Titanit, Apatit sowie Magnetit aufgebaut ist. Der wesentliche Unterschied besteht nach den Befunden darin, dass der Plagioklas weit stärker zerteilt als in dem graugelben Granit ist, so dass kaum unumgewandelter Plagioklas mehr in den Präparaten

anzutreffen ist. Die Rotfärbung wird vermutlich durch eine Eisenoxyd-
ausfällung im Plagioklas verursacht.

Auch in dem roten Oligoklasgranit sind die femischen Mineralien oft
zusammengeballt. Der Titanit bildet somit kleinere Konkretionen von
nach Zehnern zählenden Körnern, die gern in Verbindung mit Magnetit
auftreten. Die Korngrößenverhältnisse und die Struktur stehen mit dem
graugelben Granit im Einklang.

Analyse über roten Oligoklasgranit vom Inkula-Sund.

Analytiker Mag. phil. E. HEINONEN.

	%	Mol. prop.	Norm		Niggli-Werte	
SiO ₂	61.17	1 115	Q 22.0	si	277.0	} = 100
TiO ₂	0.62	8	C 1.5	al	37.4	
Al ₂ O ₃	15.29	150	or 20.1	fm	27.4	
Fe ₂ O ₃	1.67	10	ab 34.6	c	9.8	
FeO	2.32	32	an 9.3	alk	25.4	
MnO	0.05	1	Σ sal 87.5	ti	2.0	
MgO	2.28	57	en 5.7	p	0.5	
CaO	2.17	39	fs 2.0	k	0.35	
Na ₂ O	4.10	66	mt 2.3	mg	0.52	
K ₂ O	3.43	36	il 1.2	o	0.18	
H ₂ O	0.98		ap 0.6			
P ₂ O ₅	0.32	2	Σ fem 11.8	si'	201.6	
	100.40		99.3	qz	65.4	

Nach Niggli System: Normalgranit
Nach amerikanischen System: Lassenose

Obleich kleinere Verschiedenheiten zwischen der chemischen Zusam-
mensetzung des roten und der des graugelben Oligoklasgranits bestehen,
sind die Übereinstimmungen zwischen der Petrographie und dem geologi-
schen Auftreten dieser Gesteine so gross, dass wir nicht an deren Zusammen-
gehörigkeit zu zweifeln brauchen.

In einem Felsen an dem Seitenweg nach dem Gut Vuorela nördlich vom
Inkula-Sund können wir beobachten, wie der rote Granit entstanden ist.
Wir sehen hier, wie, von einem Gang aus Mikroklinggranit ausgehend, der
graugelbe Oligoklasgranit von einem Netzwerk jener roten Fäden durch-
setzt ist. Die Umwandlung scheint somit durch aus dem Mikroklinggranit
vordringende Lösungen verursacht zu sein.

Ein kennzeichnender Zug im Oligoklasgranit ist das sehr ausgebreitete,
in diesem beobachtete Auftreten abgerundeter dunkler Gesteinspartien
(Abb. 17). Diese »Bälle« haben einen Durchmesser von einigen cm bis zu
einigen Dezimetern und enthalten überwiegend Hornblende, Plagioklas
und Biotit, aber auch spärlich Quarz, Mikroklin und Magnetit. **ESKOLA**

hat ähnliche dunkle Fragmente im Oligoklasgranit des Orijärvigebietes¹ beschrieben und erklärt ihre Entstehung folgendermassen: »Diorites and gabbros were differentiated from the magma of the great batholiths and consolidated at an earlier time than did the granites themselves. Such femane rocks might also have separated at the hanging walls of the batholiths, which are now eroded away. Fragments of newly consolidated diorites loosened and sank down in the magma because of their greater specific gravity. Under such conditions the fragments had nearly the same tem-

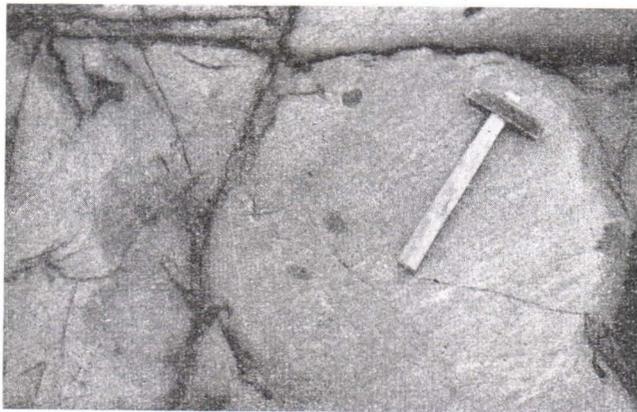


Abb. 17. Dunkle Gesteinspartien im Oligoklasgranit auf dem westlichen Ufer der Landzunge Inkula.

perature as the magma, and could not be refused completely. As they are somewhat rounded, a partial refusion may have taken place, but owing to a sinking movement, the molten parts could be assimilated with the magma.»

Der graugelbe Oligoklasgranit dürfte sich am ehesten dem von SEDERHOLM² beschriebenen gleichkörnigen, grauen, jüngeren Granit anschliessen, der unter anderem in dem Granitgebiet westlich von Ylöjärvi auftritt. Der graue Granit in Virrat gleicht nach SEDERHOLM sehr stark dem präbottnischen grauen Gneisgranit, aber infolge des allmählich vor sich gehenden Übergangs zu sicher jüngeren Graniten nimmt Sederholm an, dass der graue Granit sich ohne Altersdifferenz dem roten postbottnischen Zentralgranit anschliesst. In dem Gebiet Viljakkala scheint das Verhältnis dagegen insofern ein anderes zu sein, als der Mikroklinggranit den deutlich älteren Oligoklasgranit mit scharfem Kontakt abschneidet (s. des weiteren darüber S. 39).

¹ P. ESKOLA: On the Petrology on the Orijärvi Region in southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 40. Helsingfors 1914.

² J. J. SEDERHOLM: Geologisk översiktskarta över Finland. Tammerfors. Beskrivning till bergartskartan. Helsingfors 1911.

Kontaktverhältnisse.

Die Kontaktverhältnisse zwischen dem Oligoklasgranit und dem Amphibolit lassen sich am besten da studieren, wo diese Gesteine westlich und nordwestlich vom Grubengebiet zusammenstossen. Leider sind nur einige vereinzelt Felsen anzutreffen, aber diese vermitteln doch ein recht gutes Bild von den Kontaktverhältnissen.



Abb. 18. Gang von Oligoklasgranit in Amphibolit bei der Villa des Bürovorstehers in Haveri. Bruchstücke von Amphibolit können an der unteren Ecke rechts beobachtet werden. Oberhalb der Streichholzschachtel ist von mobilisiertem Gestein brekzierter Granit zu sehen.

Bei der Villa des Bürovorstehers tritt ein stark rostiger Fels auf, in dem der Granit einen Gang von ein paar Metern Breite im Amphibolit bildet. Von dem Nebengestein finden sich in grosser Zahl scharfkantige oder abgerundete Stücke im Gang.

Dieser Gang ist insofern eigenartig, als der Amphibolit anscheinend mobilisiert und dabei ein besonders feinkörniger und etwas helleres grünes Gestein entstanden ist, das seinerseits den Granit durchdringt und brekziert, was auch auf Abb. 18 undeutlich beobachtet werden kann.

Im südlichen Teil desselben Felsens ist der Amphibolit stärker tektonisiert (Abb. 19). Wir finden hier überwiegend »Bruchstücke« von Granit, aber auch Spuren von Intrusionskontakten können beobachtet werden, auch können wir bei einem Vergleich mit dem nördlichen Teil desselben

Felsens bestimmt feststellen, dass das Granitmaterial in den Amphibolit intrudiert ist.

Ein ähnlicher Fels ist auch am Ufer des Kyrösjärvi auf gleicher Höhe mit dem Ansonmäki anzutreffen. Auch hier sind die Granitgänge stark zerrissen bei der Tektonisierung.

Nördlich von der Grubensiedlung und westlich von dem neuen Wohnhaus auf dem Gut Haveri stehen mehrere Felsen an, in denen der Amphibolit durch den Granit stark brekziert worden ist. Homogener Oligoklasgranit steht in demselben Felskomplex an. Die Amphibolitfragmente sind meistens ungeordnet und in grösserem oder geringerem Grad in der Kon-



Abb. 19. Südlicher Teil des Felsens bei der Villa des Bürovorstehers in Haveri.

taktzone umgewandelt in helleres, besonders feinkörniges Gestein, das stellenweise Apophysen in den Granit aussendet und diesen auch brekziert (Abb. 20). Dass wir es hier mit Oligoklasgranit zu tun haben, steht ausser allem Zweifel, und nach dem analogen Einfluss des Granits auf den Amphibolit in dem nur etwa 200 m davon entfernten Felsen bei der Villa des Bürovorstehers zu urteilen, können wir schliessen, dass der dort intrudierte Granit auch aus Oligoklasgranit besteht.

Auf Grund der Kontaktverhältnisse können wir mit Bestimmtheit aussagen, dass der Oligoklasgranit jünger als der Amphibolit ist.

QUARZSYENIT.

Petrographische Beschreibung.

Südlich von dem Kirchdorf Viljakkala tritt in einem einheitlichen Gebiet ein homogenes grobkristallines Gestein mit hellgrauer Farbe, bisweilen mit einer schwach gelbroten Nuance, auf. Das Gestein lässt keine Schieferigkeit erkennen.

Bei mikroskopischer Untersuchung zeigt es sich, dass das Gestein aus Mikroklin, Quarz, Plagioklas, Biotit, Chlorit, grüner Hornblende, Epidot, Titanit, Magnetit und Apatit besteht. Der Mikroklin ist das dominierende Mineral, während der Quarz in gewissen Fällen völlig fehlen kann. Der Plagioklas enthält 30 % Anorthit, ist oft als Periklinzwillinge ausgebildet und schwach umgewandelt. Der Biotit hat zahlreiche pleochroitische Höfe und ist teilweise chloritisiert. Die femischen Mineralien zeigen eine Tendenz zur Zusammenballung, z. B. ist der Titanit meistens um ein Magnetitkorn gesammelt (Abb. 21).



Abb. 20. Kontakt zwischen Amphibolit und Oligoklasgranit nördlich von der Grubensiedlung Haveri.

Analyse über den Quarzsyenit südlich von dem Gut Lehtimäki.

Analytiker Mag. phil. E. HEINONEN.

	%	Mol. prop.	Norm		Niggli-Werte	
SiO ₂	59.21	985	Q 11.8	si	197.5	} = 100
TiO ₂	0.40	5	C 1.1	al	33.7	
Al ₂ O ₃	17.11	168	or 30.6	fm	32.5	
Fe ₂ O ₃	4.16	26	ab 23.1	c	14.0	
FeO	4.90	68	an 16.2	alk	19.8	
MnO	0.09	1	Σsal 82.8	ti	1.0	
MgO	1.64	41	en 4.1	p	0.8	
CaO	3.91	70	fs 5.0	k	0.55	
Na ₂ O	2.72	44	mt 6.0	mg	0.25	
K ₂ O	5.19	55	il 0.8	o	0.32	
H ₂ O	0.38		ap 1.3			
P ₂ O ₅	0.60	4	Σfem 17.2	si'	179.2	
	<u>100.31</u>		<u>100.0</u>	qz	18.3	

Nach Niggli System: syenitischer Opdalit
 Nach amerikanischem System: Harzose

Das Gestein kann geeignet als ein Quarzsyenit bezeichnet werden, wenn wir die obige Analyse mit einer von DALY¹ angegebenen Durchschnittsanalyse für Syenit vergleichen:

SiO ₂	60.19 %
TiO ₂	0.67
Al ₂ O ₃	16.28
Fe ₂ O ₃	2.74
FeO	3.28
MnO	0.14
MgO	2.49
CaO	4.30
Na ₂ O	3.98
K ₂ O	4.49
H ₂ O	1.16
P ₂ O ₅	0.28

Eine ausserordentlich gute Übereinstimmung mit den oben angegebenen Werten zeigt eine von SCHEI ausgeführte Analyse von Kersanit von Pim Island, Rice Strait, Ellesmere Land².

si	199
al	34
fm	32
c	14
alk	20
k	0,38
mg	0.28

Soweit wir den Quarzsyenit als ein basisches Differentiationsprodukt aus Magma auslegen wollen, deuten der höhere c-Wert des Oligoklasgranits sowie der gemeinsame hohe Mikroklingehalt des Mikroklinggranits und des Quarzsyenits auf einen näheren Zusammenhang mit der Differentiationsserie des letzteren Granits hin (vgl. S. 53). Dabei können auch die Kontaktverhältnisse auf Voisaari beachtet werden (S. 41).

Kontaktverhältnisse.

Bei dem Gut Ihantola südöstlich vom Ansonmäki ist zu sehen, wie der Quarzsyenit Gänge in einer Mächtigkeit bis zu einigen Metern im Oligoklasgranit bildet, was beweist, dass der Quarzsyenit jünger als dieser ist.

¹ T. F. W. BARTH — C. W. CORRENS — P. ESKOLA: Die Entstehung der Gesteine. Berlin 1939. (S. 5.)

² P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen. Berlin 1923. Siehe auch: BUGGE. 2nd Fram. Exp. N:o 22, p. 18. 1910.

In den metamorphen bottnischen Superkrustalgesteinen bildet der Quarzsyenit ebenfalls scharf begrenzte Intrusionsgänge, die unter anderem bei der Volksschule von Viljakkala die Schieferigkeit überqueren.



Abb. 21. Quarzsyenit südlich von dem Gut Lehtimäki. Siehe die Titanitkonkretionen um ein Magnetitkorn links auf dem Bild. Ohne Nikols. Vergrößerung 30 x.



Abb. 22. Brekzie mit Fragmenten bottnischer Suprakrustalgesteine in Syenit bei Lippaanlahti.

Bei der Volksschule von Viljakkala sowie bei Lippaanlahti finden sich ausserdem Brekzien mit abgerundeten Suprakrustalgesteinsfragmenten in einer Grösse von einigen dm im Quarzsyenit (Abb. 22).

Diese Fragmente gleichen in ihrem Äusseren den Kugeln im Oligoklasgranit, doch sind diese im Quarzsyenit hauptsächlich im Kontakt gehäuft und können vermutlich als wirkliche Fragmente fremder Gesteine gelten.

Die obigen Kontakte um das Quarzsyenitmassiv deuten auf keine etwas stärkeren Deformationen hin, was dagegen in höchstem Grade der Fall ist bei dem Pfarrgut von Viljakkala, wo wir in einem Fels eine starke Zusammenknetung von schmalen quarzsyenitischen Gängen und den metamorphen bottnischen Schiefen beobachten können (Abb. 23). Die Dynamo- und Injektionsmetamorphose sind hier, nach allem zu schliessen, gleichzeitig.



Abb. 23. Quarzsyenitinjizierter bottnischer Schiefer bei dem Pfarrgut in Viljakkala.

MIKROKLINGRANIT.

Petrographische Beschreibung.

Das Gebiet nordöstlich vom Viljakkalanselkä ist aufgebaut aus einem homogenen, grobkörnigen hellroten Mikroklingranit, der offenbar dem post-bottnischen Zentralgranit zugezählt werden muss, der früher auch als roter Granit vom Inlandstyp bezeichnet worden ist.

Mineralogisch besteht das Gestein aus Mikroklin, Quarz, Biotit, saussurisiertem Plagioklas mit 25 % Anorthit, Magnetit, Epidot, Chlorit und Apatit.

Die Struktur ist richtungslos.

Die Feldspate bilden meistens bis zu mehreren mm grosse Körner, von denen der Plagioklas im Verhältnis zum Mikroklin vorwiegend idiomorph ist. An den Grenzen zwischen diesen Mineralien ist Myrmekit beobachtet worden (Abb. 24). Die Grundmasse zwischen den Feldspatkörnern besteht hauptsächlich aus Quarz mit ca. 0.1 mm kleinen Körnern. Die Fugen zwischen diesen sind oft mit Biotit und Magnetit ausgefüllt.

Die feinkörnigen Grenzzonen zwischen den Feldspatkörnern sind nicht durch eine Aufquetschung verursacht worden, sondern müssen als Reak-

tionszonen aufgefasst werden, was durch H. VÄYRYNENS¹ Untersuchungen entsprechender Phänomene in älteren postbottnischen Graniten in Süd-Ostbothnien zur Genüge bewiesen worden ist und was ebenfalls durch die Myrmekitbildungen bestätigt wird.

Östlich des Inkula-Sundes findet man ebenfalls einen Mikroklinggranit mit porphyrischer Ausbildung, in dem die etwa 1 cm grossen Einsprenglinge aus idiomorphem Mikroklin bestehen.

Analyse über Mikroklinggranit vom nördlichen Ufer des Viljakkalanselkä
Analytiker Mag. phil. E. HEINONEN.

	%	Mol. prop.	Norm		Niggli-Werte	
SiO ₂	74.58	1 235	Q	32.7	si	416.0
TiO ₂	0.30	4	or	37.2	al	37.5
Al ₂ O ₃	11.33	111	ab	20.4	fm	17.9
Fe ₂ O ₃	1.21	8	an	1.4	c	8.8
FeO	1.91	27	Σsal	91.7	alk	35.8
MnO	0.08	1	wo	2.1	ti	1.3
MgO	0.36	9	en	0.9	p	0.3
CaO	1.48	26	fs	2.1	k	0.63
Na ₂ O	2.39	39	mt	1.9	mg	0.17
K ₂ O	6.31	67	il	0.6	o	0.30
H ₂ O	0.39		ap	0.3		
P ₂ O ₅	0.13	1	Σfem	7.9	si'	243.2
	100.47			99.6	qz	172.8

} = 100

Nach Niggli's System: Engadinit

Nach amerikanischem System: Dellanose

Kontaktverhältnisse

Ungefähr parallel mit der eigentlichen Kontaktlinie des Mikroklinggranits verläuft eine stark aufgequetschte und mylonitisierte Zone von gebänderten Migmatiten, die von dem Inkula-Sund über Kuivasaari und Hirvilahti weiter nach Südosten ziemlich geradlinig verläuft.

Am weitesten nach Norden findet sich in dem Felsenhügel nördlich vom Inkula-Sund ein stark tektonisierter Oligoklasgranit. Der Mikroklinggranit tritt hier in bis zu meterbreiten Gängen auf, aber auch in ganz dünnen Adern, wobei Arterite gebildet worden sind, die stellenweise den Charakter von Augengneisen tragen. Wir können hier, wie weiter oben angeführt, wahrnehmen, wie die roten Fäden im Oligoklasgranit von den Mikroklinggranitgängen ausstrahlen.

¹) H. VÄYRYNEN: Petrologische Untersuchungen der granitodioritischen Gesteine Süd-Ostbothniens. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 57. Helsingfors 1923.

Auf der Landzunge von Kuivasaari und auf der kleinen Insel Tervasaari westlich von jener begegnet man ebenso stark metamorphen migmatitischen Gesteinen, die sowohl von Oligoklas- als auch Mikroklinggranit beeinflusst worden sind. Bei der ersten Granitisierung sind fragmenta-

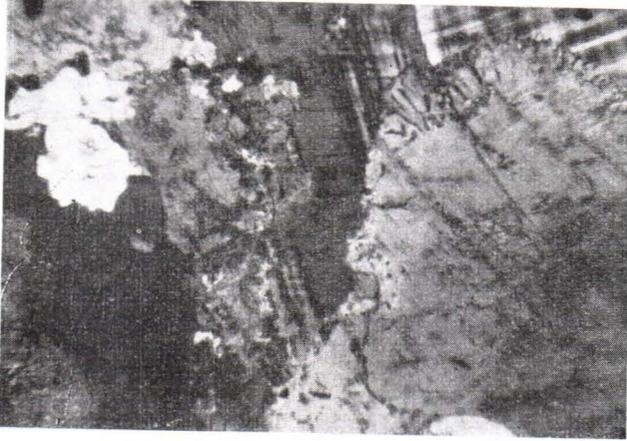


Abb. 24. Mikroklinggranit mit Myrmekit in Plagioklas an dessen Grenze gegen Mikroclin nördlich von Viljakka-lanselkä. Gekreuzte Nikols. Vergrößerung 30 x.



Abb. 25. Gefältelter Leptit bei Hirvilahti.

rische Reste von Superkrustalgesteinen beibehalten worden, doch sind diese Fragmente stellenweise, wie in dem nordwestlichen Teil des Felsens auf Kuivasaari, mehrere Meter gross. Vermutlich im Zusammenhang mit dem Aufdringen des Mikroklinggranits ist das Gestein stark tektonisiert, und in Übereinstimmung mit der Schiefrigkeit sind granitische Restl-

sungen injiziert worden, so dass heute ein polymetamorpher Adergneis vorliegt. Parallel damit kommt auch Mikroklingranit in bis zu ein paar Meter mächtigen Gängen vor.

Am Nordufer von Tervasaari findet sich eine Schwächezone von ein paar Meter Dicke, sie ist durch eine von geringem Kiesgehalt verursachte Rostverwitterung gekennzeichnet.

Auf Voisaari findet sich Mikroklingranit in demselben Fels wie ein granitisiertes Superkrustalgestein, ohne dass indes der Kontakt sichtbar ist. Es ist hier gleichwohl zu bemerken, dass der Granit hier westlich von dem Superkrustalgestein liegt, was beweist, dass zum mindesten ein gewisses Eindringen von Mikroklingranit hier vor sich gegangen ist. Das kann bei der Auslegung der Altersstellung des Quarzsyenits von Bedeutung sein (vgl. S. 36).

Auf dem östlichen Ufer von Hirvilahti hat der Mikroklingranit einen scharfen Kontakt, der annähernd parallel mit der Schieferigkeit in einem stark gefalteten, metamorphen, gebänderten Leptit verläuft (Abb. 25), der in seinem Typ an den Migmatiten auf Kuivasaari und Tervasaari erinnert.

Nächst dem Ufer in demselben Fels findet man ein schwächer granitisiertes Superkrustalgestein, das von dem bandigen Leptit durch eine etwas kiesführende, stark verquarzte Gebirgszone von ein paar Meter Mächtigkeit getrennt ist.

Auf dem westlichen Ufer der Bucht Hirvilahti und südöstlich davon sind schliesslich granitisierte und stark mylonitisierte Superkrustalgesteine anzutreffen.

Der schwach goldführende Serizitschieferstrich bei Järvenpää in Ylöjärvi ist vielleicht eine Fortsetzung dieser stark tektonisierten Kontaktzone.

Der Mikroklingranit scheint ein gewaltiges batholithisches Intrusiv zu bilden, in dem die gegenwärtige Fastebene einen sicher sehr tiefen Schnitt darstellt. In baltischer Zeit ist der Mikroklingranit, damals vermutlich schmelzflüssiges Magma, von gewaltigen kristallinen Gesteinsmassen überlagert gewesen. Da bei der Bergkettenfaltung die ältesten Gesteinslager aufrechtgestellt worden sind, ist auch das unterlagernde Magma in Bewegung gesetzt und zum Aufsteigen gebracht worden. In einem gewissen Stadium der Entwicklung hätten nach C. E. WEGMANN¹ die endogenen Kräfte schliesslich ein gewisses Gleichgewicht erreicht, wobei auch die aufdringende Migmatitfront Halt gemacht hat. Diese Front, die eine Grenzlinie zwischen den protoklastischen und kataklastischen Gesteinen ausmacht, vertritt nach dem genannten Verfasser eine Schwächezone, in der mit Vorliebe tektonische Bewegungen lokalisiert sind.

¹ C. E. WEGMANN: Zur Deutung der Migmatite. Geologische Rundschau. Bd. XXVI 1935. Heft 5 S. 305—350.

Wir begegnen in Viljakkala einer stark migmatisierten und tektonisierten Grenzzone unmittelbar an der Kontaktlinie des Mikroklinggranits; diese Zone entspricht durchaus WEGMANN'S Auffassung von einer Migma-

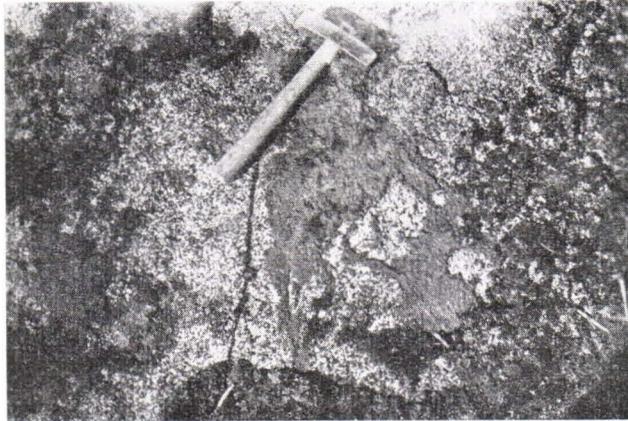


Abb. 26. Gabbro mit Hornblendeanhäufungen nördlich von dem See Hiioistenjärvi.

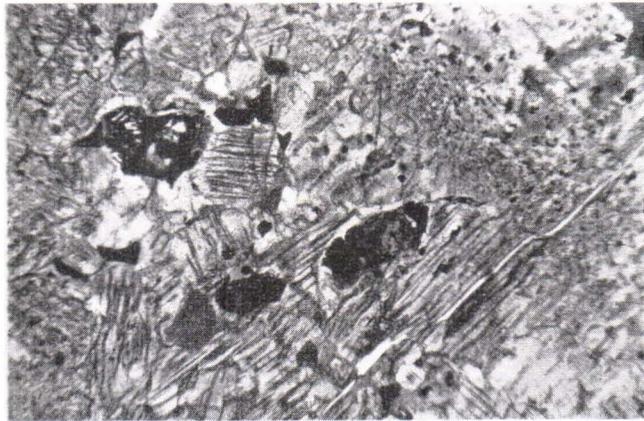


Abb. 27. Gabbro mit Ilmenitnadeln in Augit, der teilweise tremolitisiert ist. Östlich von dem See Paskolampi Ohne Nikols. Vergrößerung 30 x.

titfront. Wir können uns hier mit dieser Feststellung begnügen, ohne näher auf WEGMANN'S Theorie einzugehen.

Aus den Kontaktverhältnissen können wir feststellen, dass der Mikroklinggranit jünger als der Oligoklasgranit ist und dass mit seinem Vordringen tektonische Bewegungen verbunden gewesen sind.

HORNBLENDEGABBRO.

Petrographische Beschreibung.

Zwischen Hirvilahti und Paskolampi erhebt sich ein ca. 30 m hoher Hügel, aufgebaut aus einem dunkelgrünen grobkristallinen Hornblende-gabbro, der nahezu richtungslos sowie zur Hauptsache homogen ist, obgleich die Hornblende sich bisweilen zu unregelmässig geformten Haufen von der Grösse einiger Dezimeter verdichten kann (Abb. 26).

Auch am nordöstlichen Ufer des Hiioistenjärvi steht dasselbe Gestein in einer unbedeutenden Erhebung an, doch gehört es, nach der Topographie zu urteilen, einem weit kleineren Gabbromassiv an.

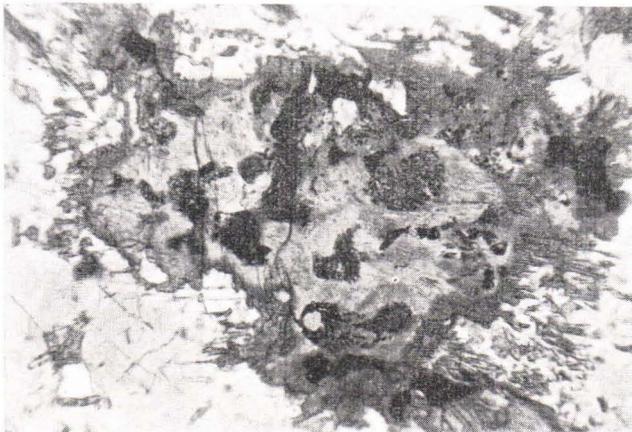


Abb. 28. Gabbro mit einem Amphibolkorn, dessen innerer Teil aus Tremolit mit einer feinen Dispersion von Magnetit besteht. Die Grenzen des Kornes aus Hornblende. Östlich von dem See Paskolampi Ohne Nikols. Vergrösserung 30 x.

Bei mikroskopischer Untersuchung ist wahrzunehmen, dass das Gestein aus Plagioklas mit ca. 78 % Anorthit, aus Augit, Tremolit, grüner Hornblende, Magnetit, Ilmenit, Biotit und Apatit besteht.

Die Struktur ist, wie angeführt, richtungslos, und die vorherrschende Korngrösse beträgt 0.5—10 mm.

Plagioklas und Augit scheinen die primären Minerale gewesen zu sein. Der Augit hat meistens bei den starken Umwandlungen zu Amphibolen seine ursprüngliche Gestalt verloren. Diese Faziesveränderung lässt sich in Präparaten gut studieren, und sie scheint etappenweise vor sich gegangen zu sein. Im ersten Stadium ist der Augit in farblosen faserigen Amphibol übergegangen (Abb. 27), der in ungeordneten hellen Strahlenbündeln auftritt und hier Tremolit genannt wird und der des weiteren in einer späteren Phase in grüne Hornblende metamorphosiert ist (Abb. 28). Das zeigt sich in gewissen Körnern als eine Zonarstruktur, so dass der Kern

aus Augit besteht, der von Tremolit umgeben ist, während die äussersten Teile des Kornes aus Hornblende bestehen.

Es ist von Interesse zu beobachten, wie die Erzminerale, von denen der Magnetit das dominierende ist, sich bei dieser Umwandlung verhalten. Der reine Augit ist wie der Plagioklas frei von Erzmineral, aber schon in einem frühen Stadium seiner Umwandlung scheidet der Augit Ilmenit in Form dünner Nadeln aus (Abb. 27). Im Tremolit ist eine feine Dispersion von nur einige μ grossen Magnetitkörnern zu beobachten, während diese in Hornblende stets von grösseren Dimensionen sind (Abb. 28). Die Erzminerale scheinen somit als integrierende Bestandteile in den Augit eingegangen zu sein, sind aber bei der Tremolitisierung ausgefällt worden. In den stabileren Hornblendeendphasen sind die Erzminerale wieder zu grösseren Körnern angesammelt worden.

Analyse über Gabbro östlich vom Paskolampi.

Analytiker Mag. phil. E. HEINONEN.

	%	Mol. prop.	Norm			Niggli-Werte	
SiO ₂	57.58	955	Q	19.1	si	154.8	} = 100
TiO ₂	1.00	12	or	8.9	al	18.3	
Al ₂ O ₃	11.56	113	ab	11.1	fm	38.6	
Fe ₂ O ₃	7.05	44	an	21.1	c	37.1	
FeO	3.00	42	Σ sal	60.2	alk	6.0	
MnO	0.02	—	wo	17.8	ti	1.9	
MgO	4.38	109	en	10.9	p	0.0	
CaO	12.90	230	mt	7.0	k	0.43	
Na ₂ O	1.33	21	hm	2.2	mg	0.46	
K ₂ O	1.53	16	il	1.9	o	0.36	
H ₂ O	0.30		Σ fem	39.8			
P ₂ O ₅	0.05	—		100.0	si'	124.0	
	100.70				qz	30.8	

Nach Niggli's System; am ehesten Gabbrodiorit. Die chemische Zusammensetzung scheint mit den im Verhältnis zu den übrigen Stoffen anormal hohen Gehalten an CaO und SiO₂ recht eigenartig zu sein.

K o n t a k t v e r h ä l t n i s s e.

Ein Kontakt zwischen Quarzsyenit und Gabbro ist in einem Felsen ca. 400 m südlich vom Gut Ollila anzutreffen. Dieser Fels ist von besonderem Interesse, da er uns wertvollen Aufschluss über die Genesis des Gabbros gibt.

Der südliche Teil des Felsens besteht aus einem Quarzsyenit, aufgebaut aus einem recht grobkörnigen Feldspat in einer Zwischenmasse, die gegenüber dem normalen Quarzsyenit ausserordentlich reich an Hornblende ist.

Im Kontakt selbst ist der Fels stark zertrümmert, so dass eine unregelmässige Brekzie vorliegt, in die der Quarzsyenit Apophysen und Adern aussendet. Ein Teil der Bruchstücke besteht aus einem feinkörnigen, grauen Superkrustalgestein von normalem metamorphem Habitus. Wir können indes beobachten, wie dieses Gestein durch den Einfluss des Syenits stufenweise umgewandelt wird. Die Hornblende ist in Körnern von einigen mm Grösse auskristallisiert und stellenweise in unregelmässige linsenförmige



Abb. 29. Bruchstücke von Oligoklasgranit im nördlichen Teil des Lamprophyrganges auf Peltosaari.

Klumpen gehäuft. Der Plagioklas ist in die Kornfugen eingedrungen, und in der Ausgangsphase des Prozesses liegt ein ausgeprägter Gabbro vor, der jedoch in dem betreffenden Felsen ausserordentlich plagioklasreich ist.

Der Sachverhalt erschiene recht klar, wenn eben nicht die obige Erörterung eine Inkonsequenz enthielte. Soweit der Gabbro durch den Einfluss des Quarzsyenits aus den bottnischen Superkrustalgesteinen entstanden wäre, müssten sich eigentlich eben in der Kontaktzone die am meisten und nicht wie jetzt die am wenigsten umgewandelten Gesteine finden.

Der Sachverhalt lässt sich schwer erklären, und wir können daher nicht die Möglichkeit ausschliessen, dass der Gabbro ein primäres intrusives Tiefengestein darstellt, das älter als der Quarzsyenit, aber jünger als die Superkrustalformation zu sein scheint.

ERUPTIVGÄNGE.

Oligoklasgranitgänge.

In der Grube Haveri treten an vielen Stellen Gänge eines hellgrauen, verhältnismässig feinkörnigen granitischen Gesteins mit richtungsloser Struktur auf. Mineralogisch ist es aus Plagioklas, grüner Hornblende, Biotit und Quarz aufgebaut. Ausserdem tritt ein kubischer Pyrit als gleichmässige Imprägnation im Gestein auf. Der Plagioklas ist das dominierende Mineral und scheint oft über die Hälfte der Gesteinmasse auszumachen. Er tritt teilweise als 2—3 mm grosse idiomorphe Porphyrkörner auf, deren Anorthitgehalt nach der Doppelzwillingsmethode mit 19 % bestimmt worden ist. Der Quarz kommt selten in einige mm grossen, schwach ins Blaue fallenden Körnern vor, gleich denen im Oligoklasgranit (vgl. S. 29).

Analyse eines Granitgangs in der Grube Haveri

Analytiker Mag. phil. B. SALOVIUS.

	%	Mol. prop.	Norm			Niggli-Werte	
SiO ₂	66.18	1 104	Q	15.5	si	248.5	
TiO ₂	0.68	9	or	3.4	al	33.8	
Al ₂ O ₃	15.42	151	ab	52.1	fm	20.4	} = 100
Fe ₂ O ₃	1.04	7	an	11.7	c	21.3	
FeO	3.38	47	Σsal	82.7	alk	24.5	
MnO	0.10	1			ti	2.0	
MgO	1.17	29	wo	5.4	p	0.4	
CaO	5.32	95	en	2.9	k	0.06	
Na ₂ O	4.51	103	fs	4.2	mg	0.32	
K ₂ O	0.58	6	mt	1.6	o	0.15	
P ₂ O ₅	0.26	2	il	1.3			
H ₂ O+	0.25		ap	0.6	si'	198.0	
H ₂ O—	0.07		Σfem	16.0	qz	50.5	
S	1.02			98.7			
Cu	0.02						
	99.97						
Au	<0.2 g/t						
Ag	2.0 g/t						

Strukturell und mineralogisch scheinen sich die Granitgänge den Oligoklasgraniten eng anzuschliessen. Auch die chemische Übereinstimmung ist verhältnismässig gut, obgleich die si- und k-Werte des Ganggranits beträchtlich niedriger als die des Oligoklasgranits sind. Die übrigen untersuchten Tiefengesteine haben jedoch noch höhere k-Werte als dieser Granit, der in chemischer Hinsicht zweifellos dem obengenannten Ganggranit am nächsten steht. Soweit dieser von einem überhaupt bekannten Tiefengestein innerhalb des Gebietes herrührt, muss es wohl der Oligoklasgranit

sein, als dessen Gangfolge wir die betreffenden Granitgänge betrachten können.

Die Gänge sind scharf begrenzt und verlaufen nach den bisherigen Befunden ziemlich geradlinig, auch scheinen sie nicht nach einer bestimm-



Abb. 30. Feldspatporphyr im südlichen Teil des Lamprophyrganges auf Peltosaari mit Granitbruchstücken.

ten Richtung orientiert zu sein, sondern schneiden die Streichrichtungen quer ab. Sie haben eine Mächtigkeit von ein paar dm bis zu einigen Metern und eine Länge, die zwischen einigen Meter und mehreren Zehnern von Meter wechselt.

Im Verhältnis zum Erz zeigen die Granitgänge ein verschiedenartiges Auftreten. Sie kommen besonders zahlreich um das reiche zentrale Kieserz (Erz von S 6) vor, und es ist an einer Stelle (im nördlichen Grubenmagazin) festgestellt worden, wie ein wohlbegrenzter Granitgang eine Kiesbrekzie geradlinig abschneidet. Ein entgegengesetztes Verhältnis kann beobachtet werden im nördlichen Teil der Grube (Strecke N 9), wo ein ca. 20 cm mächtiger Gang, der sich mehrere Dekameter weit geradlinig verfolgen lässt, durch eine ungefähr 1 m mächtige kiesführende und goldhaltige Trümmerzone unterbrochen wird. Dieser zunächst hat sich der Granitgang plastisch gebogen.

L a m p r o p h y r g ä n g e.

Mancherorts im Gebiet Viljakkala sind femische Eruptivgänge anzutreffen, die sich strukturell und mineralogisch nahe aneinander anschließen,

was darauf hinweist, dass sie zusammengehören. Die Gänge sind dunkelgrün und feinkörnig, haben aber manchmal auch eine porphyrische Ausbildung (s. unten: Gang auf Peltosaari). Bei mikroskopischer Untersuchung ist zu erkennen, dass das Gestein hauptsächlich aus Plagioklas mit 26 % Anorthit und grüner Honblende ($c \wedge \gamma = 18^\circ$) wie auch kleineren Mengen Biotit, Chlorit und Mikroklin besteht.

Die Struktur ist richtungslos und die vorherrschende Korngrösse 0.05—0.1 mm.

Analyse zu dem Lamprophyrgang auf Peltosaari.

Analytiker Mag. phil. B. SALOVIUS.

	%	Mol. prop.	Norm		Niggli-Werte
SiO ₂	55.24	918	or 15.5	si	132.0
TiO ₂	1.01	13	ab 31.9	al	17.9
Al ₂ O ₃	11.70	125	an 9.4	fm	50.0
Fe ₂ O ₃	1.72	10	Σ_{sal} 56.8	c	19.0
FeO	5.07	71		alk	13.1
MnO	0.17	2	wo 10.1	ti	1.9
MgO	10.33	256	en 10.7	p	0.6
CaO	7.45	133	fs 2.9		
Na ₂ O	2.79	63	fo 10.5	k	0.31
K ₂ O	2.66	28	fa 2.8	mg	0.73
P ₂ O ₅	0.51	4	mt 2.3	o	0.06
H ₂ O+	0.52		il 1.9		
H ₂ O—	0.11		ap 1.3	si'	152.4
S	0.06		Σ_{fem} 42.3	qz	-20.4
Cu	0.06		99.3		
	99.40				
Au	<0.2 g/t				
Ag	2.0 g/t				

Etwa 400 m westlich von dem Gut Virsi liegt ein ca. 60 cm mächtiger, wohlbegrenzter Lamprophyrgang in einem schwach granitisierten superkrustalen Gestein. Der Gang verläuft in ost-westlicher Richtung, die Schieferigkeit schräg schneidend.

Auf dem westlichen Ufer der Landzunge Inkula treten einige 1—2 m mächtige Gänge im Oligoklasgranit auf, dessen Schieferigkeit quer durchschnitten ist. Einer der Gänge enthält Bruchstücke des Nebengesteins.

Auf Kontusaari kommen 3 ähnliche Gänge vor. Einer von ihnen ist etwas verworfen. Ein anderer, südöstlich von dem Gut Kontusaari am Ufer gelegen, ist durch eine unregelmässigere Ausgestaltung gekennzeichnet. Er verläuft nicht wie die übrigen geradlinig, sondern ist unregelmässig

in den Oligoklasgranit, ihn brekzierend, eingedrungen. Dieser Gang zeigt eine ca. 2 cm breite feinkörnige Randzone zunächst der Grenze gegen den Granit.

Im Verhältnis zu den roten Fäden im Oligoklasgranit ist zu beobachten, dass die Lamprophyrgänge bisweilen von ihnen durchquert werden, während das Verhältnis manchmal umgekehrt ist.

Auf Peltosaari findet sich ein Lamprophyrgang, der besondere Aufmerksamkeit verdient. Er verläuft ungefähr in nord-südlicher Richtung längs dem östlichen Ufer der Insel und ist nirgends in seiner ganzen Breite sichtbar, aber wenigstens ca. 4 m mächtig.

In seinem nördlichen Teil schneidet dieser Gang scharf den Oligoklasgranit ab, von dem reichlich Bruchstücke in den Gang aufgenommen worden sind (Abb. 29).

Die Grundmasse zeichnet sich durch einen hohen Biotitgehalt aus, und dieses Mineral tritt vorwiegend in Ansammlungen von einigen mm Dicke auf.

Der südliche Teil des Ganges überquert einen dichten Amphibolit, der nur etwa 30 m von dem Gang entfernt eine ausgeprägte Pillow-Lavastruktur aufweist (Abb. 7). Der Gang ist in diesem Teil von recht ungleichmässiger Beschaffenheit. So ist eine Partie von derselben biotitreichen Art wie in dem nördlichen Teil des Ganges, während eine andere aus Feldspatporphyr mit amphibolitischer Grundmasse besteht. Die Einsprenglinge sind überwiegend idiomorpher Plagioklas mit 13 % An und sogar mehrere mm gross (Abb. 30).

Die Lamprophyrgänge selbst sind recht arm an Kiesen, aber wo der Gang auf Peltosaari den Amphibolit schneidet, finden wir, wie das Nebengestein mit Schwefelkies imprägniert ist, und dieses »Erz« hat sich als schwach goldführend erwiesen.

Auf der Insel Kaksoissaari nördlich der Landzunge von Kuivasaari tritt im Mikroklinggranit eine Lamprophyrschliere auf (Abb. 31), die in ihrer Ausgestaltung am ehesten dem unregelmässigen Gang auf Kontusaari ähnelt.

Wir finden somit, dass die Lamprophyrgänge selbst das jüngste bekannte Gestein im Gebiet Viljakkala durchschneiden. Vielleicht sind sie



Abb. 31. Lamprophyrschliere im Mikroklinggranit auf Kaksoissaari.

eine Gangfolge von einem bisher unbekanntem tiefer liegenden Bergmassiv, aber das braucht für ihre Auslegung nicht der Fall zu sein. Man kann nämlich annehmen, dass die Lamprophyrschliere im Mikroklingranit auf Kaksoissaari ein basisches Differentiat vertrete, der aus tieferen Teilen des Magmas in weiter aufwärts gelegene und bereits auskristallisierte Gesteinspartien desselben Magmas injiziert worden ist.

Die hypothetische Zusammengehörigkeit der Lamprophyrgänge mit dem Mikroklingranit scheint auch durch ihr Verhalten zu den roten Fäden im Oligoklasgranit gestützt zu werden. Diese, die, wie weiter oben gezeigt worden ist (S. 31), vermutlich durch die Einwirkung des Mikroklingranits auf den Oligoklasgranit verursacht worden sind, überqueren nämlich, wie angeführt, bisweilen die Gänge, während sie manchmal wiederum von diesen abgeschnitten werden. Daraus könnte man schliessen, dass die Lamprophyrgänge und das Vordringen des Mikroklingranits ungefähr gleichzeitig wären.

PETROGENETISCHE ÜBERSICHT.

Aus den oben angeführten Kontaktverhältnissen können wir folgende altersmässige Aufstellung der Gesteine erschliessen:

- 1) Superkrustalformation, am ältesten
- 2) Oligoklasgranit
- 3) Mikroklingranit, am jüngsten.

Der Quarzsyenit ist jünger als der Oligoklasgranit, und der Gabbro ist jünger als die Superkrustalformation, aber älter als der Quarzsyenit. Vorläufig können wir jedoch Quarzsyenit und Gabbro nicht näher in das Altersschema einordnen.

Eine interformationale Stratigraphie für den Superkrustalgesteinskomplex lässt sich schwer ausführen, da in dem Gebiet Viljakkala kein anstehender Kontakt zwischen Amphibolit und der Leptit-Phyllitformation angetroffen worden ist. Südlich vom Ansonmäki ist die Grenzlinie zwischen den beiden Gesteinsformationen markiert durch eine Talsenke, in der ein unbedeutender Bach fliesst, und sind die Streichverhältnisse zu seinen beiden Seiten analog.

In der bottnischen Formation scheinen basaltische und saure Laven in Wechsellagerung mit Tuffen und pelitischen Sedimenten aufgetreten zu sein. Wenigstens zum Teil sind die Lavaergüsse wahrscheinlich subaquatisch gewesen. In Verbindung mit den basaltischen Laven, deren Primärstrukturen teilweise beibehalten sind, hat sich entweder in besonderen Betten oder in Spalten im Lavagestein Kalksinter gebildet. Im Zusammenhang mit der Entstehung der Leptite haben Horizonte mit kalkreichen Konkretionen Anlass zu Kugelschiefern gegeben.

In darauffolgenden orogenen Perioden wurden die bottnischen Superkrustalgesteine zu kristallinen Schiefern metamorphosiert und die Lagerstellung aufgerichtet.

In postbottnischer Zeit wurden Oligoklasgranit, Hornblendegabbro, Quarzsyenit und Mikroklingranit in die älteren Gesteine intrudiert. Dabei sind sie zum Teil granitisiert sowie regional- und kontaktmetamorph umgewandelt worden. Auch die Erzbildung ist mit dem Vordringen der Tiefengesteine verbunden gewesen, und im folgenden werden wir uns ausführlich mit ihr befassen.

Wir werden versuchsweise Niggli-Diagramme über ausgeführte Analysen von Eruptivgesteinen aus dem Gebiet Viljakkala aufstellen. Dabei sind Analysen über den sedimentogenen Phyllit, die umgewandelten Ge-

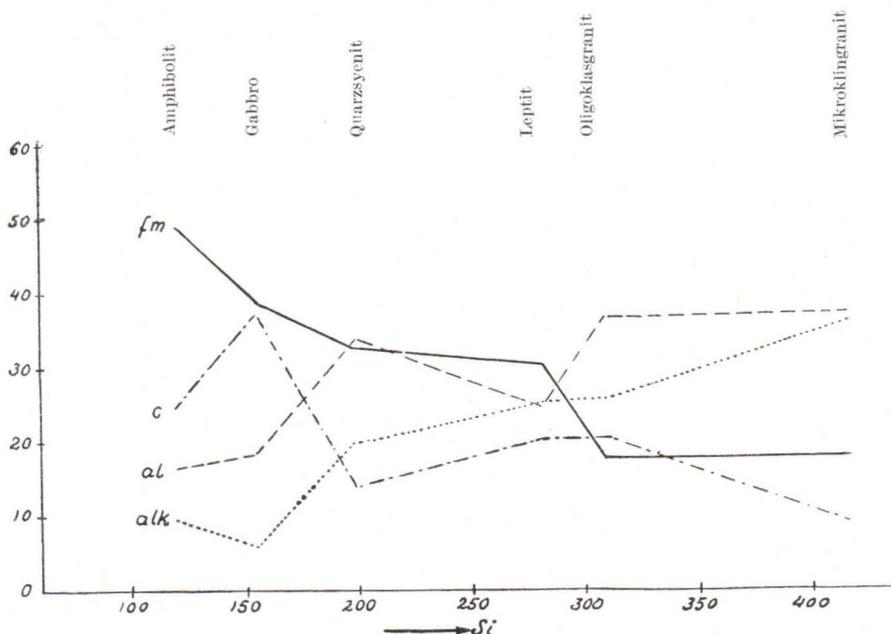


Abb. 32. Niggli-Diagramm über Tiefengesteinsanalysen aus dem Gebiet Viljakkala.

steine, albitisierten Amphibolit, und roten Oligoklasgranit sowie Ganggesteine ausgeschlossen worden.

Aus dem Niggli-Diagramm ist zu ersehen (Abb. 32), dass wir keine kontinuierliche Differentiationsserie vor uns haben. Das älteste Gestein, der Amphibolit, steht gewiss an erster Stelle und das jüngste, der Mikroklingranit wie zu erwarten, zuletzt im Diagramm, aber der Quarzsyenit, der sicher jünger als der Oligoklasgranit und der Leptit ist, weicht offenbar von der Regel ab, dass jüngere Gesteine in einer Differentiationsserie höhere Si -Werte aufweisen. Die Kurven zeigen einen holperigen und ungleichmässigen Verlauf.

Wenn wir ein Diagramm mit abnehmendem geologischem Alter als Ordinate und den Niggli-Werten als Abszisse aufstellen (Abb. 33) und

dabei versuchsweise annehmen, dass der Gabbro jünger als der Oligoklasgranit sei, was seine schwächere Schiefrigkeit auch anzudeuten scheint, und dass der Leptit jünger als der Amphibolit sei, was wahrscheinlich zu sein scheint, da im allgemeinen bei einem vulkanischen Zyklus basische Laven vor den sauren hervordringen, so ist zu erkennen, dass das Diagramm in zwei Hälften zerfällt, die beide gleichmässig steigende oder fallende Kurven aufweisen, während die beiden Diagrammhälften durch eine scharfe Diskontinuität voneinander getrennt sind. Haben wir zwei oder

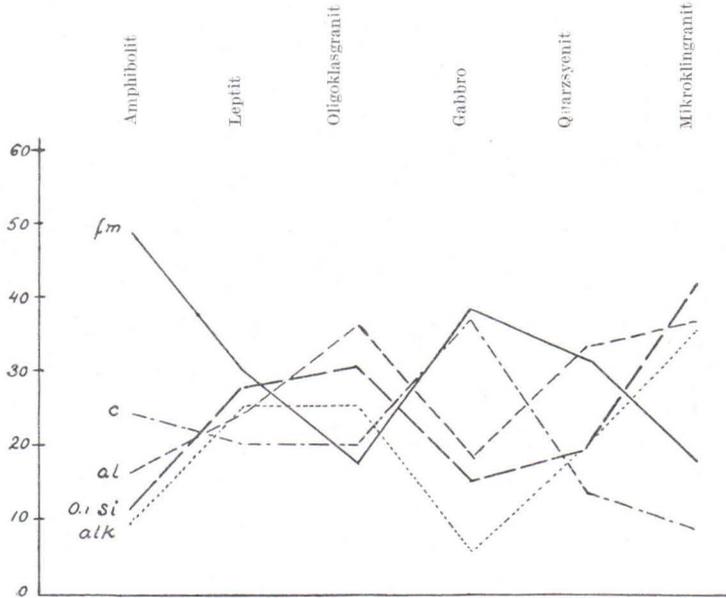


Abb. 33. Die Niggliwerte für die Tiefengesteine im Gebiet Viljakkala.

mehrere aufeinanderfolgende Differentiationsserien vor uns? Um diese Frage näher zu studieren, stellen wir wieder zwei Niggliagramme über die hypothetischen Differentiationsserien auf: Amphibolit-Leptit-Oligoklasgranit (Abb. 34) und Gabbro-Quarzsyenit-Mikroklinggranit (Abb. 35). Die Kurven zeigen jetzt, wie ersichtlich, einen gleichmässigen Verlauf, und es ist zu erkennen, dass auch alle anderen, nicht in das Diagramm aufgenommenen Niggli-Werte ausser den weniger wichtigen ti- und p-Beträgen gleichmässig steigende oder fallende Kurven aufweisen, was nicht der Fall ist, wenn die Analysen auf irgendeine Weise umgruppiert würden. Die qz-Werte für Gabbro und Quarzsyenit lassen jedoch eine geringere Abweichung erkennen.

Das Analysenmaterial ist zu beschränkt für allzu weitgehende Schlussfolgerungen, doch scheint man nach dem Obigen annehmen zu können,

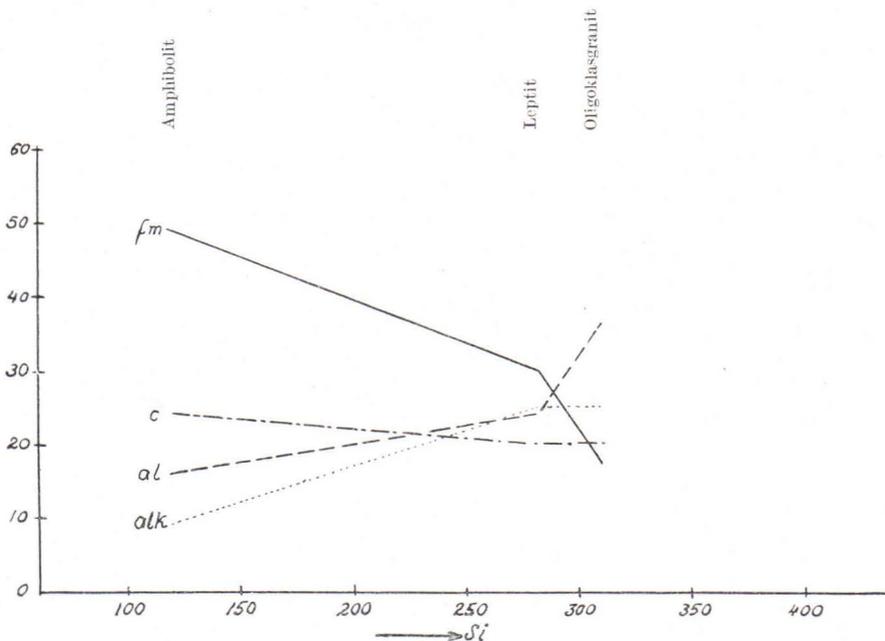


Abb. 34. Niggliagramm über die Differentiationsreihe des Oligoklasgranits.

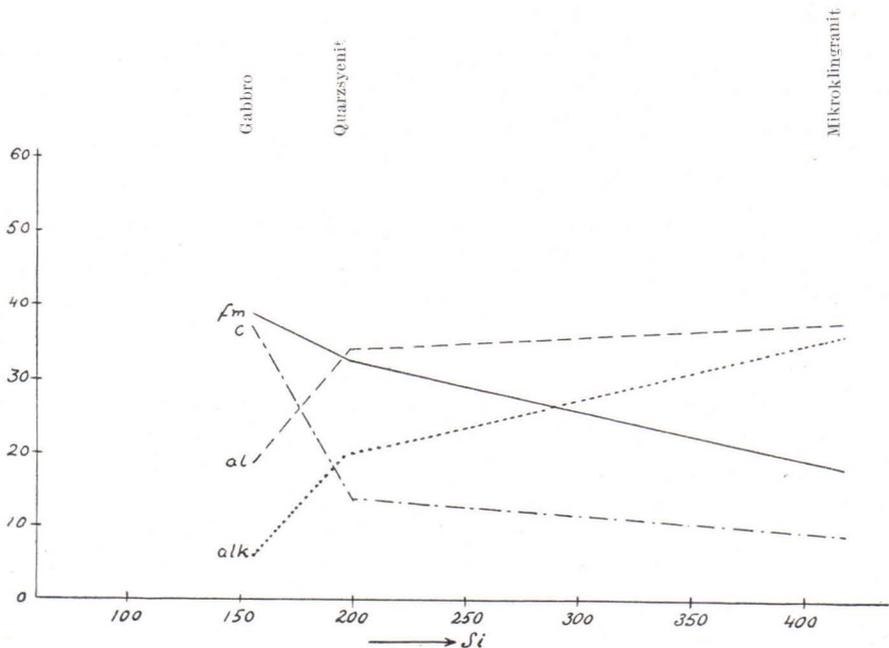


Abb. 35. Niggliagramm über die Differentiationsreihe des Mikroklinggranits.

dass uns mindestens zwei altersmässig getrennte Differentiationsserien vorliegen, von denen der Oligoklasgranit in dem einen Fall und der Mikroklingranit in dem anderen die Endphasen darstellen.

Es mag manchem befremdend erscheinen, dass ich hier zu einer und derselben hypothetischen Differentiationsreihe Erguss- und Tiefengesteine zusammengestellt habe, von denen man annehmen kann, dass die ersteren bedeutend älter sind. Der absolute Altersunterschied ist jedoch nicht bekannt, und bei jüngeren Bergketten ist es sehr gewöhnlich, dass man hat

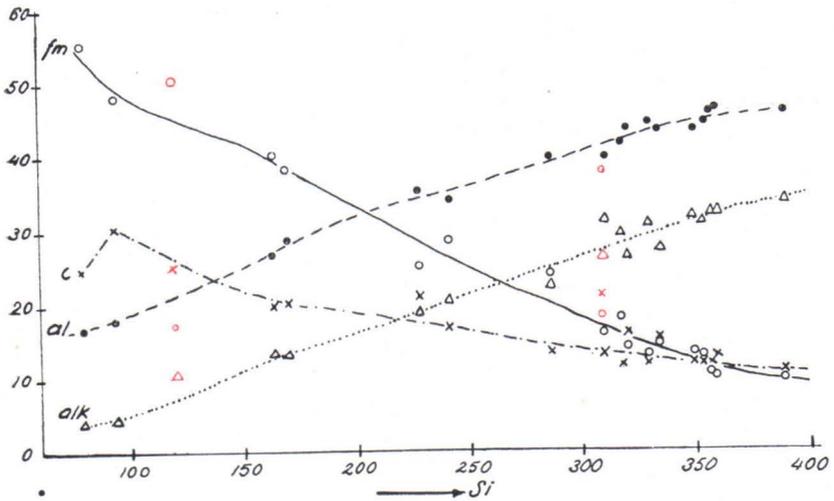


Abb. 36. Niggliagramm über die Trondhjemitreihe von Kalanti nach ANNA HIETANEN. Die Niggliwerte für Amphibolit und Oligoklasgranit von Viljakkala rot eingezeichnet.

feststellen können, wie Erguss- und Tiefengesteine zu derselben Differentiationsreihe gehören, die lange Zeiträume umspannen kann. Kategorische Behauptungen, inwieweit die Ergussgesteine in Viljakkala auf ein älteres oder auf dasselbe Muttermagma wie der Oligoklasgranit zurückzuführen seien, können wohl kaum aufgestellt werden.

Vergleichen wir das oben angeführte Niggli-Diagramm mit dem entsprechenden Diagramm für die Trondhjemitgesteine aus Kalanti¹, so ist einzusehen, dass Amphibolit und Oligoklasgranit sich recht gut einfügen (s. Abb. 36). Der Leptit stimmt jedoch recht schlecht überein. Es ist nicht unmöglich, dass die Trondhjemitgesteine aus demselben Mutter-

¹ ANNA HIETANEN: Über das Grundgebirge des Kalantigebietes im südwestlichen Finnland. Ann. Acad. Scient. Fennicae Ser. A. III Geol.-Geogr. 6. Helsinki 1943.

magma wie der Oligoklasgranit differenziert worden sind. Die Gesteine weisen auch im übrigen gewisse gemeinsame Züge auf.

Diese ganze Entwicklungsgeschichte liegt viele hundert Millionen Jahren zurück. Seitdem haben exogene geologische Prozesse die Erdoberfläche allmählich auf ihr gegenwärtiges Niveau degradiert, das gewiss einen sehr tiefen Schnitt in die Erdkruste darstellt. Unmittelbar auf den archaischen Gesteinen sind dann glaziale und postglaziale Sedimente abgelagert worden.

DIE ERZLAGERSTÄTTE HAVERI.

NEUERE ERZUNTERSUCHUNGSARBEITEN IM GRUBENGEBIETE HAVERI.

Das anstehende Erz bei der Grube ist sehr unbedeutend und erscheint nur in einigen rostigen, kiesführenden Amphibolitfelsen sowie in den alten Grubenlöchern, die einige fast abgebaute Magnetitdrüsen darstellen. Eine Inaugenscheinnahme der Tagefläche, auch nachdem die Boden- decke im Frühjahr 1943 entfernt worden ist, lässt niemand ahnen, dass das Zutagetreten eines durchaus abbauwürdigen Erzes vorliegt.

Die ersten magnetischen Messungen im Grubengebiet wurden 1900 von J. G. SUNDELL im Zusammenhang mit geologischen Kartierungsarbeiten ausgeführt, veranlassten aber keine weiteren Arbeiten.

Eine neue Phase in der Geschichte der Grube begann 1935, als die Aktiengesellschaft OY. Vuoksenniska AB. unter der Leitung von Bergrat BERNDT GRÖNBLOM sich für Haveri zu interessieren anfang. Es war Professor HANS HAUSEN, der Bergrat GRÖNBLOM zuerst auf Haveri aufmerksam machte, und im Sommer 1935 unternahmen sie eine Reise dorthin, auf der das Problem erörtert und aus den alten Grubenhalden Proben genommen wurden. Bei späterer Analyse zeigte es sich, dass diese Proben beträchtliche Mengen Kupfer und einige Gramm Gold je Tonne enthielten. Das eröffnete neue Möglichkeiten für einen lohnenden Grubenbetrieb, da man unter Ausnutzung moderner Aufbereitungsmethoden ausser Magnetitschlich als Nebenprodukt ein wertvolles edelmetallführendes Kupferkieskonzentrat gewinnen konnte.

Unverzüglich setzte eine intensive Planierungsarbeit ein, bei der in erster Linie das alte Grubengebiet auf dem Kruuvanmäki Gegenstand von Untersuchungen wurde. Im Herbst 1935 wurde von Mag. phil A. HEISELER eine exakte Karte über die erzmagnetische Vertikalintensität ausgearbeitet. Diese Vermessungen sind später unter der Leitung des Verfassers ergänzt worden.

Abb. 37 gibt in etwas veränderter Form einen Auszug aus HEISELERS Karte wieder. Wir sehen, dass das magnetische Störungsgebiet in zwei wohl- unterschiedene Teile zerlegt werden kann: ein nördliches und ein südliches. In ersterem wendet man sich den starken negativen Störungspartien zu, die scharf an gleich stark positive Indikationen grenzen. Das lässt sich wahrscheinlich dadurch erklären, dass durch Zerklüftung des Felsens Teile des Erzes isoliert worden sind und einen umgekehrten Magnetismus ange- nommen haben.

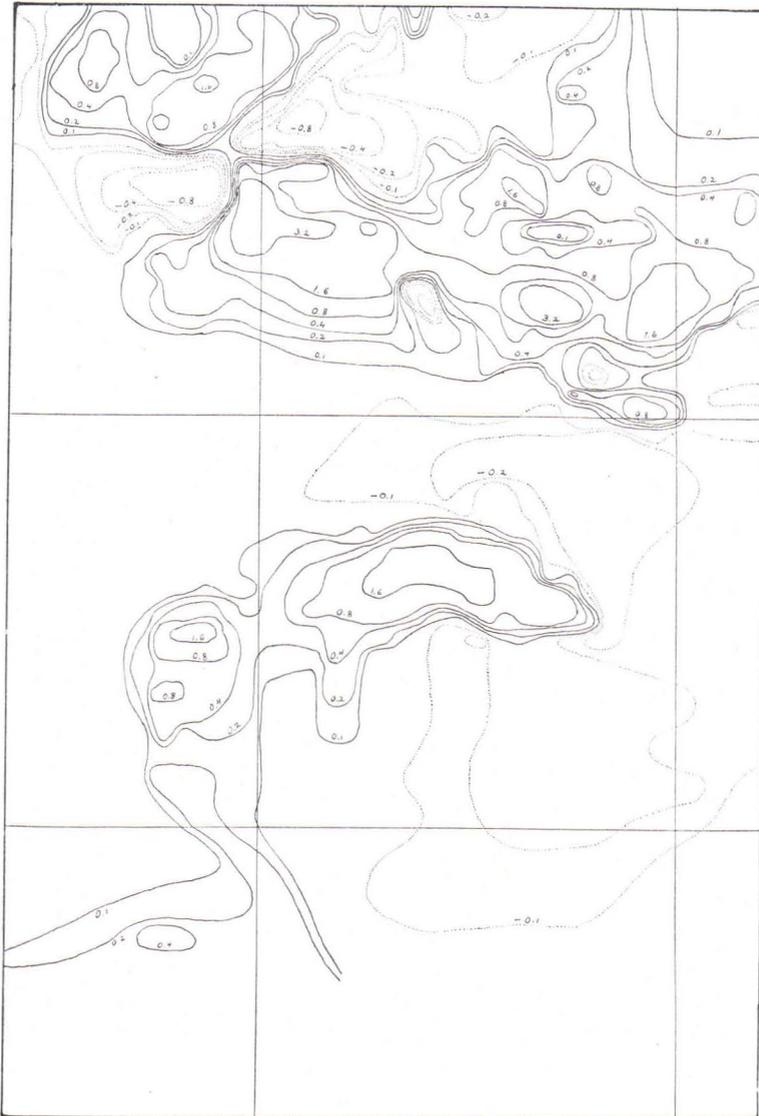


Abb. 37. Karte über die magnetische Vertikalintensität im Gruben-gebiet von Haveri. Die ausgezogenen Kurven verbinden Punkte mit Vertikalintensität von beziehentlich 0.1, 0.2, 0.8, 1.6 . . . H. Die punktierten Kurven bezeichnen entsprechende negative Indikationen.

Die elektrischen Erzindikationen auf dem Kruuvannmäki, die 1935 von Dipl.-Ing. H. JALANDER nach der Induktionsmethode ausgemessen worden sind, sind in Abb. 38 wiedergegeben. Bei den fortgeführten Untersuchungen haben sie leider wenig Beachtung gefunden.

In den Sommern 1935, 1936, 1937 und 1938 wurden ausserdem einige Trancheen gegraben sowie 22 Diamantbohrlöcher, jedes mit einer Tiefe von etwa 50 m, gebohrt und die Bohrkern exakt untersucht.

In diesen Jahren wurde unter der Leitung von Mag. phil. K. LUPANDER mancher beachtenswerte Sachverhalt klargelegt. Das Eisenerz, auf das man seine Hoffnungen gesetzt hatte, erwies sich als sehr unbestimmt und liess für seinen Teil einen erfolgreichen Abbau wenig aussichtsreich erscheinen. Dagegen sahen die Kupfergehalte vielversprechend aus, und die Edelmetallgehalte sprangen stellenweise geradezu verblüffend in die Höhe. Leider konnte man sich noch keine Auffassung von der Form des Erzes machen, da oft nebeneinander gelegene Bohrlöcher jeglicher Übereinstimmung entbehrten.

Es wurde immer offensichtlicher, dass man gezwungen sein würde, einen Schacht abzuteufen und dann mit Strecken das Erz zu suchen, um sich von der sichtlich sehr schwer zu deutenden Geologie von Haveri ein Bild machen zu können.

Im Mai 1939 wurde mit der Schachtabteufung begonnen, und die Arbeiten schritten programmässig vorwärts, so dass im Oktober schon damit angefangen werden konnte, in 50 m Tiefe Querstrecken vorzutreiben.

Den ganzen Kriegswinter über führte die Grube ein kümmerliches Dasein, und erst im Frühjahr 1940 kam der Streckenvortrieb in Gang. Gegen Norden wurden eine Querstrecke, NT, und von dieser ausgehend die Feldstrecken N1, N2, N3, N4 usw. getrieben. Es wurde indes immer klarer, dass im Norden kein bedeutendes Erz anzutreffen wäre, obgleich die magnetischen Störungen erheblich stärker als südlich vom Schacht waren.

Von der südlichen Querstrecke wurden die Feldstrecken S1 und S2 gegen Westen und Osten aufgefahren. Ein recht schwaches Erz wurde ebenfalls angetroffen, und um es besser lokalisieren zu können, wurden, von den Feldstrecken ausgehend, gegen Süden und Norden Querstrecken angelegt, die als S3, S4, S5 usw. bezeichnet wurden. (Abb. 8.)

Anfang Oktober begann man die Strecke S6 vorzutreiben, wobei ein schönes Kupferkieserz blossgelegt wurde, das sich um so besser als recht goldreich erwies und auch eine gewisse Ausdehnung zu besitzen schien.

Nach dieser Entdeckung bestand keinerlei Zweifel mehr, inwieweit ein regelmässiger Grubenbetrieb in Haveri eingeführt werden sollte, und man betrachtete nunmehr das Vorkommen als Kupfer- und Golderz.

In der Folgezeit befasste man sich hauptsächlich damit, die Ausdehnung des reichen Kupfererzes herauszustellen. Neue Untersuchungsstrecken wurden angelegt, und mehrere Diamantbohrlöcher wurden gegen das Erz gerichtet, aber leider konnten keine bestimmten Grenzen festgestellt werden. Das Erz bot im Grossen wie im Kleinen das Bild einer unregelmässigen Brekzie.

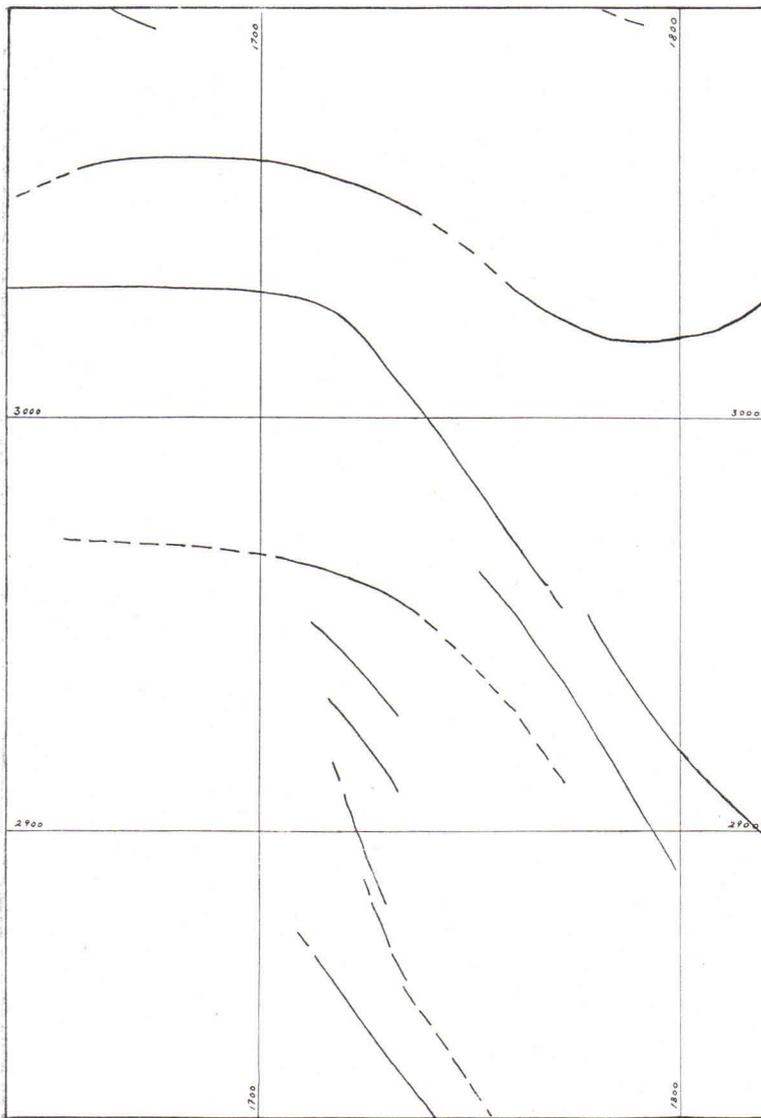


Abb. 38. Karte über elektrische Erzindikationen im Grubengebiet Haveri. Die ausgezogenen Linien bezeichnen starke und die gestrichelten schwächere Indikationen.

Am 3. März wurde das Aufbereitungswerk endlich in Betrieb gesetzt, und als Bergrat GRÖNBLOM am 6. März Haveri besuchte, erlebte er die Genugtuung zu sehen, wie unverdrossene Arbeit endlich Frucht getragen

hatte in Form eines goldhaltigen Kupferkieskonzentrats, das nun der Metallindustrie Finnlands zugute kommen sollte.

In gleichem Schritt mit den Vorrichtungs- und Abbauarbeiten sind auch die Untersuchungsarbeiten fortgeführt worden. Die magnetischen und elektrischen Vermessungen sind über den grösseren Teil des zentralen Amphibolitgebietes ausgedehnt worden. Dabei gewonnene Ergebnisse werden im Zusammenhang mit den Erzspuren ausserhalb des Grubengebietes behandelt werden. Auch die Diamantbohrung ist mit kleineren Unterbrechungen die ganze Zeit im Betrieb gewesen. So sind bisher 137 Bohrlöcher mit einer gesamten Länge von 8 150 m angelegt worden. Die Löcher liegen im Grubengebiet oft nur 10—20 m voneinander entfernt, da sich die erzgeologische Übereinstimmung zwischen weiter auseinander liegenden Bohrlöchern meistens unmöglich herausstellen lässt.

Leider sind die Bohrlöcher nicht von Anfang an nach einem einheitlichen System untergebracht worden, da man immer noch hoffte, das Erz würde regelmässiger sein, als es sich erwiesen hat, und da man so schnell wie möglich mit senkrecht gegen das Erz gerichteten Bohrlöchern Ergebnisse zu erzielen gedachte. In einer früheren Phase der Untersuchungsarbeiten in Haveri wurde auch auf die magnetometrischen Vermessungsergebnisse allzuviel Rücksicht genommen, wobei die Bohrlöcher oft ungeeignet angesetzt wurden. Erst viel später wurde die verhältnismässig gute Übereinstimmung der elektrischen Indikationslinien mit der Erstreckung des Erzes nachgewiesen. Ein Vierecksystem gleichgerichteter, beispielsweise senkrechter Löcher, am besten mit einem gegenseitigen Abstand von 20 m, wäre in Haveri besser angebracht gewesen. Weiter auseinander gelegene Bohrlöcher vermöchten keineswegs so zuverlässige Resultate zu geben, dass man mit ihrer Hilfe einen Abbau planen könnte.

Die Erfahrung hat gelehrt, dass es vermöge der Tektonik und der Petrologie untunlich ist, die Formen der abbaubaren Erzkörper zu konstruieren, vielmehr ist man gezwungen gewesen, sich ganz den Analysenresultaten für die Bohrkerne und Strecken anzuschliessen. Das beruht auf der Brekziennatur und den unbestimmten Grenzen des Erzes. Eine geologische Beschreibung der Bohrkerne und Strecken spielt somit aus abbautechnischem Gesichtspunkt eine ganz untergeordnete Rolle und dient nur dazu, die Analysenresultate zu verdeutlichen.

Laufende chemische Analysen für Bohrlöcher und Strecken sind für die Abbauplanierung durchaus bestimmend gewesen. Cu, S, Au und Ag sind bei sämtlichen Proben bestimmt worden, HCl-lösliches Fe und Co nur dann, als es als begründet angesehen wurde, sowie andere Bestandteile nur ausnahmsweise.

Die Bohrkerns sind Meter für Meter gespalten und analysiert worden, wo interessante Werte zu erwarten waren, andernfalls nur alle zwei oder drei Meter. Diese Stichproben sind notwendig gewesen, da oft anscheinend steriler Fels nach den Befunden unerwartet hohe Edelmetallgehalte aufgewiesen hat.

Strecken und Überhauen machen in der Grube eine gesamt Länge von über 1 km aus, und Analysenproben sind nach jedem Abschuss durch Handscheidung genommen worden. Dass die Proben nicht immer ganz exakt sind, lässt sich nicht vermeiden, aber sie können doch im grossen und ganzen als durchaus zuverlässig gelten.

Es ist bemerkenswert, dass die Analysen für die Strecken im allgemeinen höhere Werte als die entsprechenden Bohrkernanalysen geben, was vermutlich darauf beruht, dass, da das Erz geringprozentig ist, das verhältnismässig schmale Bohrloch oft durch viele Meter anscheinend sterilen Felsens führt, obgleich das Gestein versprengte reiche Erzeinschlüsse enthält. Beim Vortrieb der Strecken werden auch diese abgebaut und geben zusammen mit dem unhaltigen Felsen abbauwürdige Gehalte. Teilweise kann die schlechte Übereinstimmung auch von Verlusten in den Bohrkernen abhängen.

In der Grube Haveri sind bisher abgebaut worden:

	Roherz, t.
1942 März—Dez.	30 320
1943	35 348
1944 Jan.—Mai	15 427
Insgesamt	81 095

ERZSPUREN AUSSERHALB DES GRUBENGEBIETES.

Vermessungen der Vertikalintensität des Erzmagnetismus sind im gesamten Amphibolitgebiet von Viljakkala ausgeführt worden. Auch hat man an allen Stellen im Gebiet, wo Erzspuren zu erwarten gewesen sind, eine elektrische Prospektierung vorgenommen. Eine Übersicht über die Vermessungsergebnisse findet sich in den Abb. 39 und 40.

Wir sehen, dass die magnetischen Störungsgebiete ungleichmässig verstreut liegen, sich aber doch mit Vorliebe in der Nähe der Amphibolitkontakte häufen. Die Erzspuren, die zu den Störungen Anlass gegeben haben, scheinen aus unregelmässigen Drüsen von meist geringen Dimensionen zu bestehen.

Die elektrischen Indikationslinien zeigen einen etwas regelmässigeren Verlauf und folgen im grossen ganzen den Streichverhältnissen im Amphibolitgebiet. Auch sie sammeln sich hauptsächlich längs den Kontaktzonen.

Auf Peltosaari finden sich deutliche magnetische und elektrische Indikationen und tritt auch ein Kieserz zutage. Der Amphibolit ist durch eine Kiesmasse zerbrochen, die hauptsächlich aus Magnetkies besteht, es kommen aber auch Pyrit und Kupferkies vor. Auch Magnetit tritt in kleineren Drüsen auf. Die Edelmetallgehalte sind stark variierend.



Abb. 39. Gebiete mit magnetischen Störungen
in der Umgebung der Grube Haveri.
Masstab 1 : 32 000.

Das magnetische Störungsgebiet erstreckt sich weiter gegen WNW von Peltosaari, und bei der ausgeführten Diamantbohrung ist festgestellt worden, dass hier einige cm mächtige parallel orientierte Magnetitadern nebst schwacher Kiesimprägation vorkommen. Die Edelmetallgehalte sind nur unbedeutend.

Ein paar Dekameter nördlich vom nördlichen Erz im Grubengebiet findet sich auf einer schwachen magnetischen Störung eine alte Schürfung, Ackergrube genannt. Wahres Erz ist scheinbar niemals angetroffen worden, vielmehr besteht die Mineralisierung aus einem unbedeutenden Magnetitgehalt in tuffitischem Amphibolit.

In ein paar kleinen Schürfungen, einige hundert Meter SW von der Grube Haveri sind Imprägnationen von Arsenkies und Kupferkies angetroffen worden, doch scheinen sie, nicht näher untersucht, wenig Hoffnung zu geben, dass hier ein abbauwürdiges Erz vorliege.

Eine ca. 600 m lange magnetische Störung scheint am Seeufer W von



Abb. 40. Elektrische Indikationen in der Umgebung der Grube Haveri. Die ausgemessenen Gebiete umrahmt. Massstab 1 : 32 000.

Ansonmäki aufzutreten. In den Uferfelsen steht ein stark zerbrochener Amphibolit an, in dem die Bruchstücke mit Pyrit und Magnetkies zusammenzementiert sind. Aus den Felsen sind Proben genommen und vom Eis des Kyrösjärvi aus ein Bohrloch angelegt worden. Leider scheinen keine Wertmetalle in abbauwürdigen Mengen in diesem Gebiet vorzukommen.

In der alten von TILAS angelegten Schürfung auf den Ansonmäki sind nur schwache Imprägnationen von Magnetit und den gewöhnlichen Kiesen zu sehen.

Auch ausserhalb des Amphibolitgebietes sind in der Superkrustalformation sporadische Goldgehalte von einigen g/t angetroffen worden, doch scheinen sie wirtschaftlich bedeutungslos zu sein.

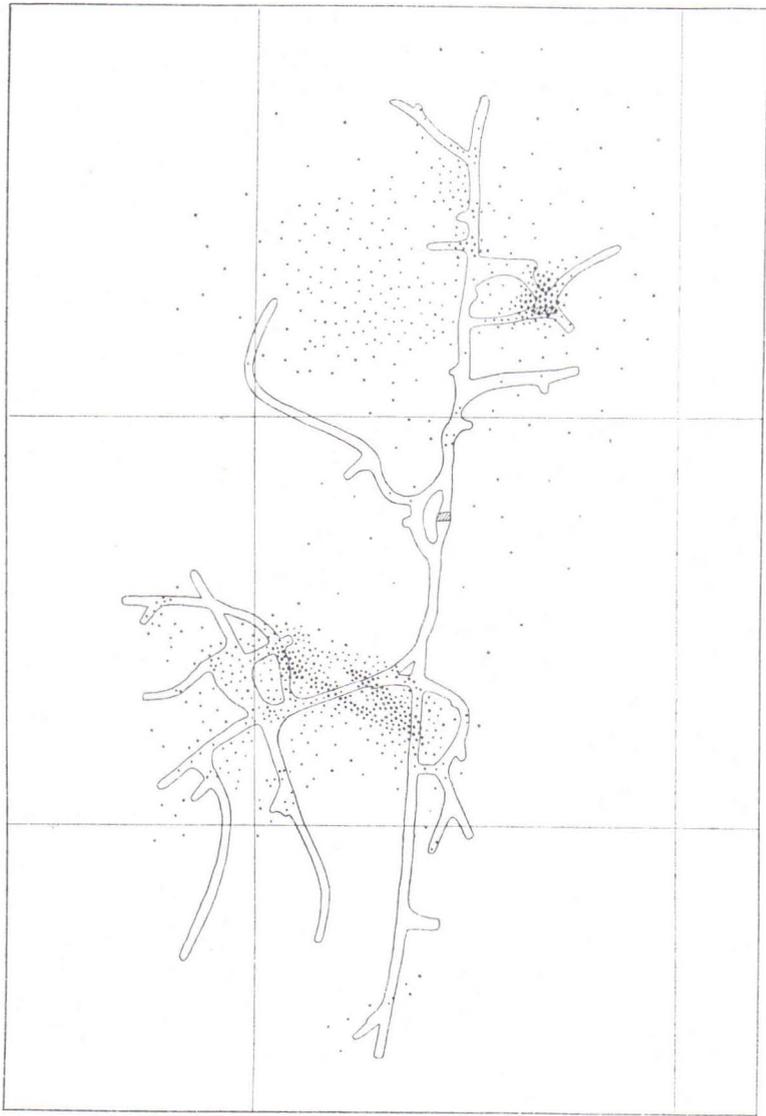


Abb. 41. Die Verteilung der Eisengehalte in der Grube Haveri auf der Sohle von 50 m.

Im Hinblick auf die starke Mineralisation, die sichtlich die ganze baltische Gesteinsformation in Viljakkala betroffen hat, wird eine fortgesetzte Prospektierung des Gebietes notwendig sein, sobald normale Arbeitsverhältnisse wiederhergestellt sein werden.



Abb. 42. Die Verteilung der Schwefelgehalte in der Grube Haveri auf der Sohle von 50 m.

TEKTONIK.

Die allgemeine tektonische Eigenart im Gebiet ist weiter oben in Kürze besprochen worden, doch haben wir die Tektonik in der Grube eingehender zu betrachten. Die Streich- und Fallverhältnisse dürften in ihren Hauptzügen aus Fig. 8 hervorgehen, aber es ist zu bemerken, dass das Einfallen im Grubenfeld in der Tiefe etwas flacher als an der Tagefläche zu sein scheint.

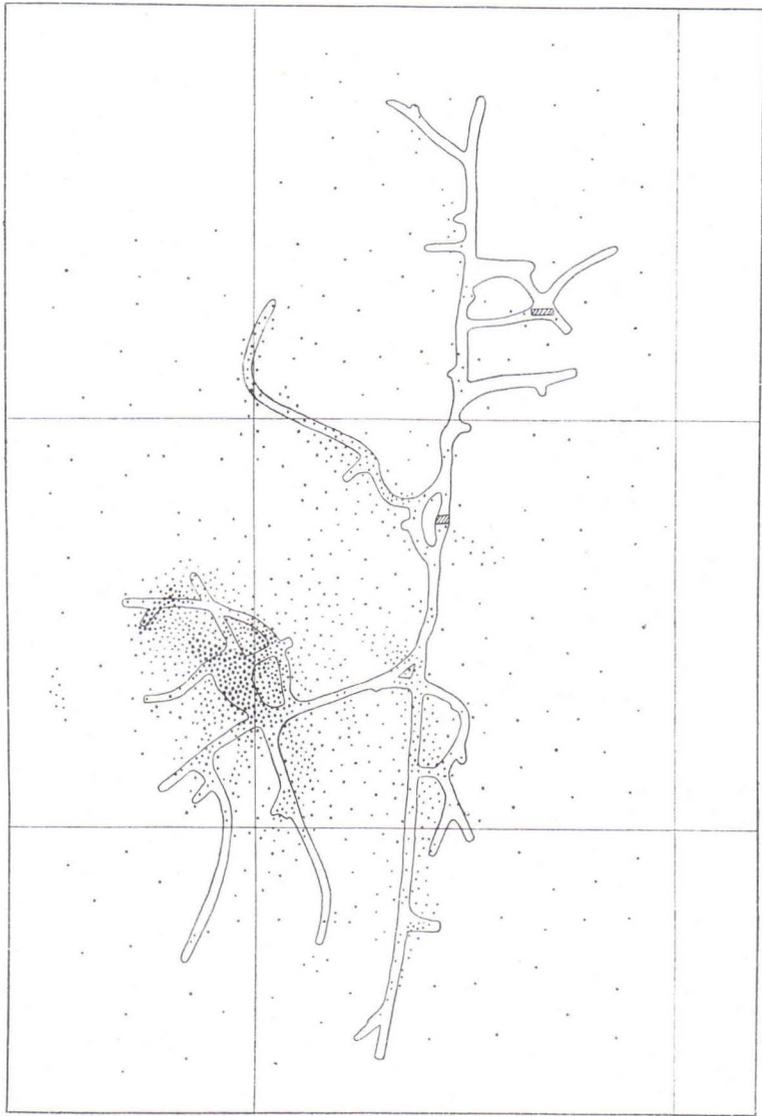


Abb. 43. Die Verteilung der Kupfergehalte in der Grube Haveri auf der Sohle von 50 m.

Wir haben weiter oben (S. 20) gefunden, dass die Schiefrigkeit im grossen und ganzen der primären Lagerstellung folgt, obgleich örtliche Abweichungen vorkommen können. Ebenso ersehen wir bei einem Vergleich mit den Gehaltverteilungskarten (Abb. 41, 42, 43, 44), dass das Erz, obgleich es als formlos zu betrachten ist, dennoch in seiner Längenausdeh-

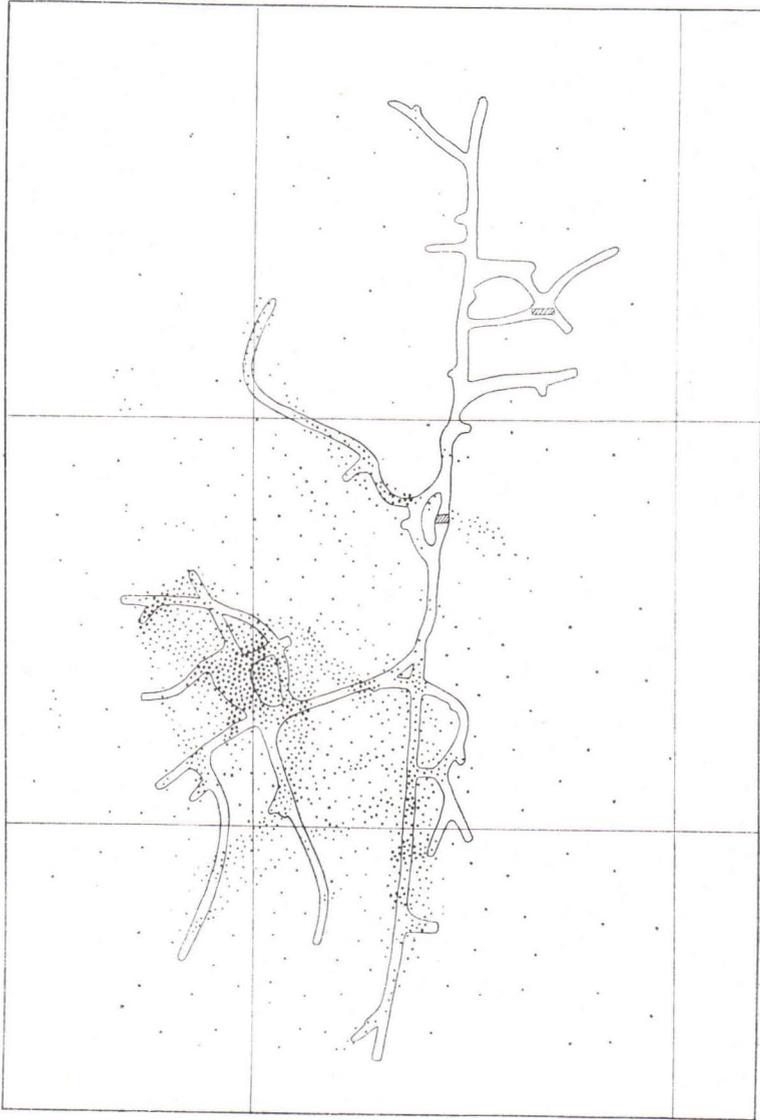


Abb. 44. Die Verteilung der Goldgehalte in der Grube Haveri auf der Sohle von 50 m.

nung die allgemeine Streichrichtung (Abb. 8) allen anderen Orientierungen vorzieht.

In der Grube sind an vielen Stellen Verwerfungsspalten und Schleppen anzutreffen, die manchmal den Charakter von bis zu ein paar Meter mächtigen Schwächezonen tragen, in denen Zertrümmerung, Verschiefe-

rung und Chloritisierung vor sich gegangen zu sein scheint. In keinem Fall hat eine bedeutende Verwerfung des Gesteins festgestellt werden können, aber in Anbetracht des homogenen Charakters des Gesteins ist es auch schwierig, den Betrag dieser Dislokationen festzustellen. Vorläufig können wir indes annehmen, dass die Verschiebungen mehr örtlichen Charakters sind. Diese Spalten und Schwächezonen sind durch einen oft recht bedeutenden Kiesgehalt ausgezeichnet. Sie sind gewiss jüngeren Alters als die Haupterzbildung, da sie oft die Erzbrekzie überqueren, auch scheinen sie etwas jünger als mindestens ein Teil der granitischen Gänge zu sein, da wir in der Strecke N9 finden, wie eine zertrümmerte Schwächezone einen Granitgang abschneidet. Dieser ist unmittelbar bei der Verwerfung stark aufgebogen, was darauf hindeutet, dass er bei der betreffenden Bewegung eine gewisse Plastizität besessen hat.

Auch ganz dünne Spalten von 1 mm bis 15 cm Mächtigkeit kommen sehr häufig in der Grube vor. Sie sind meistens ausgefüllt von reinem Quarz, der oft kiesführend ist. Die dünnsten Spalten scheinen gewöhnliche Zerklüftungsspalten im Felsgrund nächst der Erdoberfläche zu sein, während die breiteren Spalten gewöhnlich keinen solchen Eindruck machen, sondern am ehesten als Erz-Quarz-Gänge betrachtet werden können. Gewisse derartige Spalten, die oft sehr kupfer- und magnetkiesreich sind, gehen nämlich direkt von der reichen Erzbrekzie aus.

FORM UND GEHALTE DES ERZES.

Wie oben wiederholt angeführt, tritt der Hauptteil des Erzes in Form einer ganz unregelmässigen Brekzie im Amphibolit auf. Von dieser Regel bilden nur die aus wirtschaftlichem Gesichtspunkt weniger bedeutenden Imprägnations- und Schölerze sowie bis zu einem gewissen Grade auch die Eisenerze eine Ausnahme. Von diesen haben auch die Imprägnationserze keine bestimmte Form, was aus ihrer Natur folgt. Sie gehen ohne scharfe Grenzen in gewöhnlichem Amphibolit über mit ärmerer Imprägnation von Erzmineral.

Bei der Veranschaulichung der abbauwürdigen Erze hat diese ihre formlose Natur grosse Schwierigkeiten verursacht, die in gewissen Fällen die Möglichkeiten des Abbaues einzelner Erzpartien sogar in Frage gestellt haben. Dichtangelegte Bohrlöcher und Durchschnittsberechnungen der Gehalte können dabei ausschlaggebend sein, inwieweit beabsichtigte Stossen wirtschaftlich abbauwürdig sein können.

Vergebens habe ich lange versucht, begrenzte Erzkörper zu konstruieren, aber die Fülle der Einzelheiten ist zu gross und das Untersuchungsmaterial zu klein gewesen, als dass ein bestimmtes System hätte herausgestellt werden können. Endlich habe ich mich veranlasst gesehen, die Ausdehnung der Erze durch Punktdiagramme (Abb. 41, 42, 43, 44) zu veranschaulichen, wobei die Dichte und Stärke der Punkte ein ungefähres Bild von den Ge-

halten der betreffenden Stoffe an verschiedenen Stellen geben mögen. Diese Punktdiagramme entsprechen der wirklichen Verteilung des Erzes auch bedeutend besser als etwaige phantasiereich konstruierte Erzkörper. Wie im Diagramm die Punkte über das Papier verstreut liegen, wechseln auch in der Natur die reichen kleinen Erzadern mit unhaltigem Felsam ab.

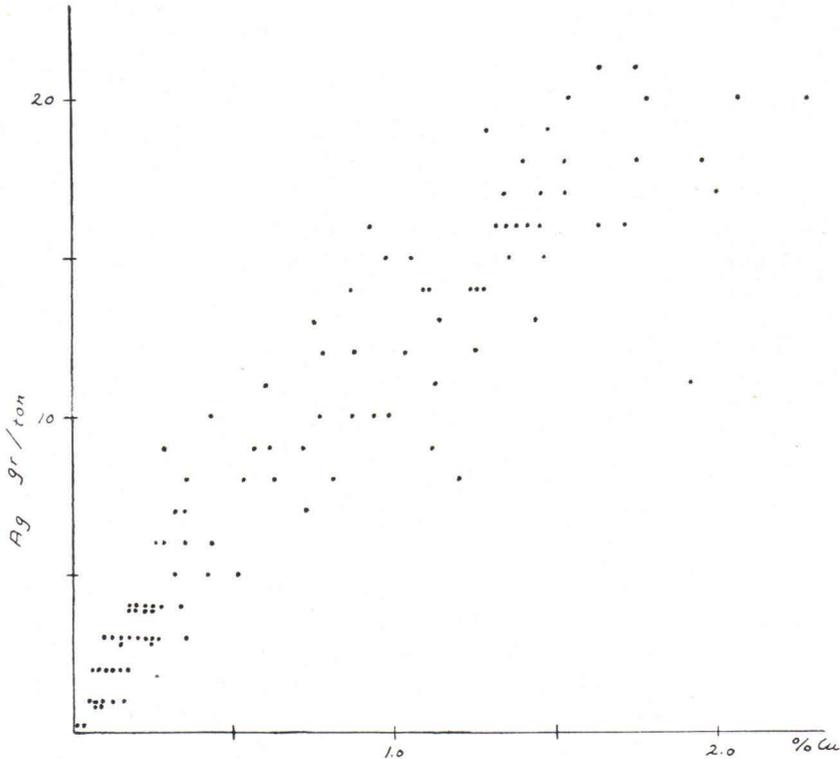


Abb. 45. Diagramm über das gegenseitige Verhältnis der Silber- und Kupfergehalte.

Die oben wiedergegebenen Gehaltverteilungskarten dürfen nicht als schematische Skizzen aufgefasst werden, vielmehr sind sie nach Tausenden von Analysen gewissenhaft ausgearbeitet worden.

Die betreffenden Diagramme sind für senkrechte Schnitte mit 20 und für wagerechte mit 15 Meter gegenseitigem Abstand ausgeführt worden, Schnitte, die der Abbauplanierung dienen sollen. Von geologischem Gesichtspunkt bieten sie geringen Nutzen, weswegen hier nur die Gehaltkarten eines einzigen Schnittes veröffentlicht werden. Ich habe den am besten bekannten dieser Schnitte, d. h. die 50 m-Sohle, gewählt. Die hier veröffentlichten Karten sind schon im Jahre 1942 ausgearbeitet worden, wonach neue und auch ausführlichere Karten gezeichnet worden sind, doch entsprechen diese im Prinzip durchaus den hier wiedergegebenen.

Indes ist anzuführen, dass die reicheren Erzpartien ein allgemeines Einfallen wie auch eine allgemeine Achsenrichtung gegen SW oder WSW mit einer Neigung von 40 bis 70° aufweisen. In der Tagefläche ist das Erzareal etwas kleiner als in 50 m Tiefe, und es scheint auch unter der 50 m-Sohle etwas abzunehmen. So verhält es sich jedenfalls mit dem reichen, zentralen Kieserzkörper oder dem Erz von S6, das schon in ca. 85 Meter Tiefe bedenklich dünner geworden ist.

Wir sehen des weiteren, dass die magnetischen Störungen (Abb. 37) in ihrer Erstreckung überhaupt nicht mit den allgemeinen Streichrichtungen (Abb. 8) und der Erstreckung der Kieserze (Abb. 42) übereinstimmen, sondern sich wenigstens in grossen Zügen dem Magnetit erz anschliessen (vgl. Verteilung des Eisengehaltes Abb. 41).

Starke elektrische Indikationslinien (Abb. 38) kommen dagegen nahe dem Zutagetreten des Erzes vor und verlaufen im grossen und ganzen parallel mit der Längserstreckung des Kieserzes sowie mit den allgemeinen Streichrichtungen (vgl. Abb. 8, 42).

Bei flüchtiger Durchsicht der Gehaltverteilungskarten ist zu erkennen, dass sie gut miteinander übereinzustimmen scheinen, abgesehen von der Eisenverteilungskarte, die entschieden von den übrigen abweicht.

Eine eingehende Prüfung der Einzelheiten erweist jedoch, dass beträchtliche Unterschiede bestehen. Es gibt somit Partien z. B. mit hohem S-, aber niedrigen Au- und Cu-Gehalten oder hohem Au- aber niedrigen S- und Cu-Gehalten.

Ordnungshalber hätte man erwarten können, dass auch für Silber eine Gehaltverteilungskarte wiederzugeben wäre. Das hat sich jedoch als überflüssig erwiesen, da eine solche genügend exakt mit der Kupferverteilungskarte zusammenfiel. Ich habe nämlich gefunden, dass das Verhältnis Ag : Cu annähernd konstant ist und hauptsächlich nur zwischen 1 : 1 000 und 1 : 750 variiert, was aus dem obenstehenden Diagramm hervorgeht (Abb. 45). Gewiss kommen abweichende Silberwerte vor, aber in diesen Fällen sind auch die Goldgehalte ausnahmsweise hoch oder niedrig gewesen, was beweist, dass das Silber in erster Linie dem Kupferkies, aber auch dem oder den goldführenden Mineralien folgt.

Auch habe ich untersucht, in welchem Grade das Gold dem Kupferkies sich anschliesst, und wie aus der untenstehenden Abbildung (Abb. 46) hervorgeht, ist keinerlei Gesetzmässigkeit in einzelnen Proben, wohl aber in Generalproben von ein paar tausend Tonnen anzutreffen (monatliche Belastung des Aufbereitungswerkes). Dies scheint darauf hinzudeuten, dass das Gold in seiner geographischen Verbreitung, wenn auch nicht mineralogisch, im grossen ganzen dem Kupferkies folgt. Dieselbe Auffassung gewinnt man auch beim Studium der Gehaltverteilungskarten (Abb. 43 und 44).

Von den übrigen im Erz enthaltenen Stoffen verdienen folgende genannt zu werden:

Kobalt tritt meistens in ein paar hundertstel Prozent auf. Einige reichere Kobaltpartien werden später im Zusammenhang mit den Schölerzen beschrieben (S. 81).

Nickel fehlt meistens, tritt bisweilen aber in ein paar hundertstel Prozent auf.

Titan, *Phosphor* und *Arsen* sind meistens in Grössenordnungen von 0.5, 0.05 bzw. 0.01 % im Erz enthalten.

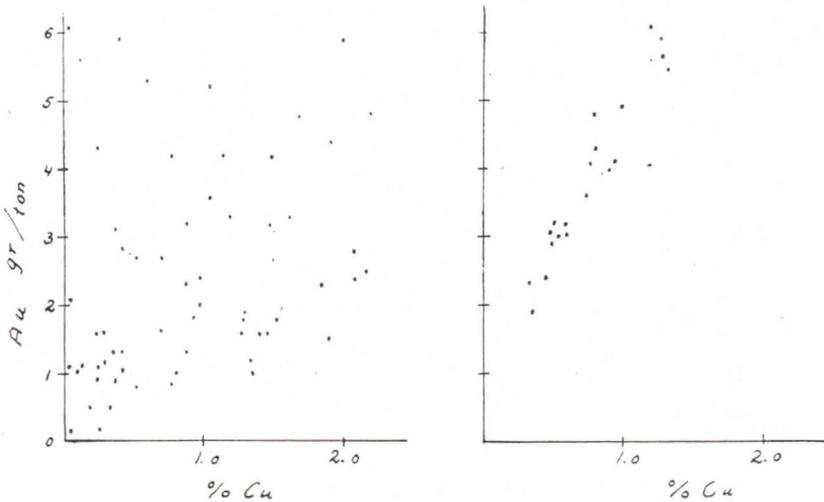


Abb. 46. Diagramm über das gegenseitige Verhältnis der Gold- und Kupfergehalte in einzelnen Proben (links) sowie in monatlichen Durchschnittszahlen aus dem Aufbereitungswerk (rechts).

Chemisch-analytisch sind einige hundertstel % *Mangan*, *Zink* und *Vanadin* nachgewiesen worden.

Spektralanalytisch liess sich auch das Vorkommen u. a. von *Kadmium*, *Gallium*, *Molybdän* und *Blei* feststellen.

Unter den Stoffen, die nicht nachgewiesen werden konnten, finden sich unter anderem *Wismut*, *Chrom*, *Platin*, *Selen* und *Tellur*.

EISENERZ.

Das Eisenerz kommt bei der Grube in zwei Gebieten vor: im nördlichen und im südlichen, in denen das Erz einige unregelmässige Magnetitdrüsen, höchstens etwa 10 m lang und breit, ausmacht. Ihre grösste Längenausdehnung haben die Erze in ost-westlicher Richtung. Die Verbreitung des Eisenerzes an der Tagefläche geht aus der magnetischen Vertikalintensitätskarte (Abb. 37) und für 50 m Tiefe aus der Gehaltverteilungskarte (Abb. 41) zur Genüge hervor.

Der Gehalt an salzsäurelöslichem Eisen in den Magnetitdrüsen steigt nur selten über 40 % und erreicht nur ausnahmsweise 50 %. Der Schwefelgehalt ist hauptsächlich recht hoch und liegt selten unter 1 %. Der Phosphorgehalt hält sich durchschnittlich um 0.05 %, TiO_2 ist mit ungefähr 0.5—0.8 % vertreten, und auch Vanadin kommt mit ein paar hundertstel Prozent vor. Der Kupfergehalt ist stark variierend hält sich aber im allgemeinen um einige zehntel Prozent.

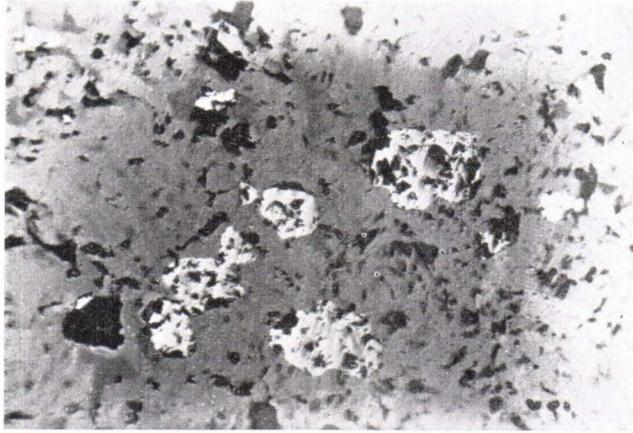


Abb. 47. Magnetitimprägung im Amphibolit in Haveri Grube. Refl. Licht, ohne Nikols, Vergr. 67 x.

Die Diamantbohrungen haben erwiesen, dass die meisten Magnetitdrüsen nur eine geringe Tiefe haben und die zutage tretenden Eisenerze grösstenteils abgebaut worden sind.

Die Erzachse in dem nördlichen Erz steht meistens steil oder zeigt ein schwaches Einfallen gegen Westen. Das Erz in der alten Smedjegrube, in der der Förderschacht von Haveri angelegt worden ist, lässt sich bis in eine Tiefe von 60 Metern verfolgen, und das Erz scheint hier einen senkrecht stehenden Pflöck mit einer annähernd konstanten Erzfläche von ca. 150 m² und mit einem Durchschnittsgehalt von ungefähr 40 % Eisen zu bilden.

Der südliche Teil, in dem die alte Bastugrube angelegt ist, streicht an der Tagefläche in ost-westlicher Richtung und hat ein Achseneinfallen von ca. 50° gegen SW. Eine gewisse Umbiegung scheint eingetreten zu sein, so dass das Erz in 50 m Tiefe eine nach Nordwest-Südost gedrehte Längsrichtung aufweist. Unter 75 m Tiefe lässt sich auch dieses Erz nicht weiter verfolgen.

Bei der Diamantbohrung im nördlichen Erz sind auch in grösserer Tiefe sporadisch Magnetitdrüsen in bis zu etwa 10 m Mächtigkeit getroffen worden, doch scheinen sie in keiner Richtung eine bedeutende Aus-

dehnung erlangt zu haben, die zur Planierung eines Abbaues hätte Anlass geben können.

Der Magnetit liegt meistens ziemlich regellos in den Amphibolit eingesprengt. In der obenstehenden Abbildung (Abb. 47) ist eine solche typische Magnetitimpregnation zu sehen. Die Körner sind meistens un deutlich idiomorph und haben eine vorherrschende Korngrösse von etwa 0.1—0.5 mm. In reicheren Erzpartien liegen solche Körner dicht zusammengeballt, so dass eine fast homogene Magnetitmasse entsteht. Soweit Sulphide in einem derartigen Erztyp vorkommen, füllen sie meistens ganz dünne Spalten aus, die ohne irgendeine bestimmte Richtung die Magnetitmasse durchkreuzen und zerbrechen.

Der Ilmenit konnte nicht in Verwachsung mit Magnetit, sondern nur in getrennten Kristallen von unbedeutender Grösse im Amphibolit entdeckt werden.

In dem eigentlichen Eisenerz und oft auch ausserhalb desselben tritt der Magnetit in Form von Adern im Amphibolit auf, und in gewissen Fällen entstehen sogar typische Erzbrekzien mit Magnetit als Zement zwischen den Amphibolitbruchstücken. Die Mächtigkeit der Adern übersteigt selten einige cm, vielmehr sind sie meistens nur einige mm breit. Oft sind sie ganz aus Magnetit aufgebaut, und eine Umwandlung des angrenzenden Gesteins kann nicht beobachtet werden, dagegen sind sie bisweilen mit den weiter unten besprochenen Hornblendeadern im Amphibolit unmittelbar verbunden (S. 84). Das lässt sich beobachten in dem grossen Amphibolitfelsen westlich der Landstrasse auf halbem Wege zwischen Jyrä und dem neuen Gut Haveri, wo reiner Magnetit Teile der Amphibolitadern ausfüllt.

In einzelnen Handstücke können bisweilen parallel orientierte dünne Magnetitstriche den Eindruck von Lagertextur machen, aber bei kritischer Prüfung hat eine solche in keinem Fall festgestellt werden können.

In dem südlichen Erz ist der Magnetit sehr innig mit der Kieserzbrekzie verbunden. Teils bildet der Magnetit kleine Einschlüsse in den Kiesen, teils macht er eigene kleine Erzadern und Erzstöcke aus, die in ihrem eigenen Habitus nicht prinzipiell von entsprechenden Kieserzbildungen abweichen, bei deren Besprechung wir auch Anlass haben werden, auf die Kristallisation des Magnetits zurückzukommen.

Trotz seiner geringen praktischen Bedeutung ist das Eisenerz aus erzenetischem Gesichtspunkt von gewissem Interesse.

Das Eisenerz, kann man denken, ist im Zusammenhang mit dem Absetzen der basaltischen Laven als sedimentäre Bildung entstanden. Solche mit basischen Oberflächeneruptiven zusammengehörige Eisenerze kommen recht allgemein im Grundgebirge vor, weswegen diese Deutungsweise in bezug auf das Haveri-Erz nicht als prinzipiell ausgeschlossen gelten kann.

SCHNEIDERHÖHN¹ führt viele Beispiele dafür an, unter anderem das Grythytte-Erz². Folgende Umstände sprechen indes gegen eine derartige Auslegung:

- 1) Der Magnetit tritt in Gängen im Amphibolit auf und bildet stellenweise eine Erzbrekzie mit Amphibolitbruchstücken.
- 2) Lagertexturen fehlen im Eisenerz.

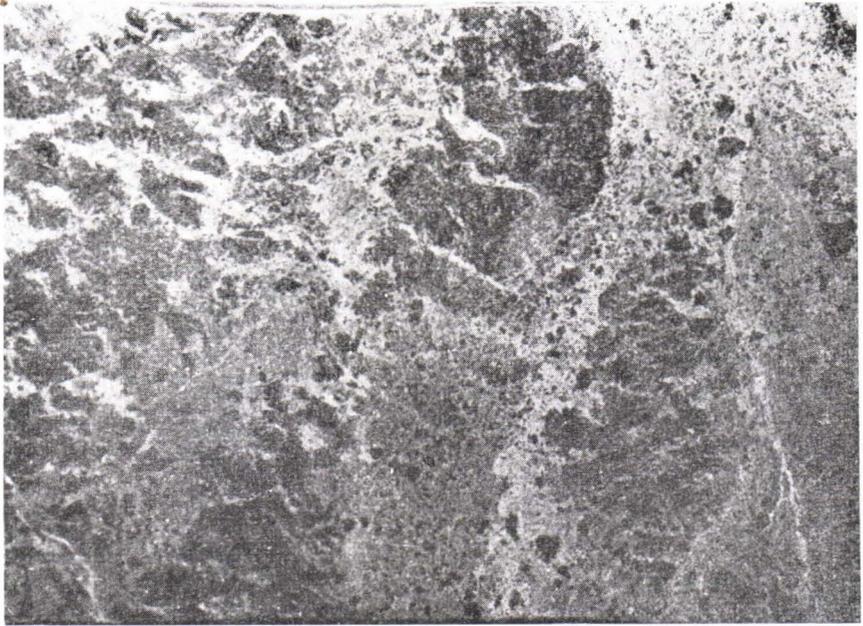


Abb. 48. Kupferkies-Magnetkiesbrekzie mit teilweise absorbierten Amphibolitbruchstücken von dem reichen Kupfererz in Strecke S6. Natürliche Grösse.

3) Der verhältnismässig hohe Titangehalt stimmt nicht mit einer sedimentären Entstehungsweise überein.

Es ist somit wahrscheinlicher, dass es sich bei dem Eisenerz um eine epigenetische Bildung magmatischen Ursprungs handle. Eine eingehendere Diskussion über seine Bildungsweise dürfte jedoch erst dann angebracht erscheinen, nachdem die übrigen Erztypen in Haveri ausführlicher behandelt worden sind.

KIESERZ.

Das Haupterz in Haveri besteht aus einem Komplexerz mit Magnetkies, Kupferkies, Pyrit und Magnetit. Auch enthält es geringere Mengen

¹ H. SCHNEIDERHÖHN: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. Jena 1941. (S. 768–773.)

² N. SUNDIUS: Grythyttedältets geologi. Sveriges geol. undersökn. Ser. C N:o 312. Stockholm 1923.

Fahlerz, Zinkblende, Molybdänglanz, Lievrit und Ilmenit. Es ist in seinem Hauptteil von ausgeprägter Brekziennatur, so dass die Kiese ein Zement zwischen den Amphibolitbruchstücken bilden. Dieses zeigt sich auf den

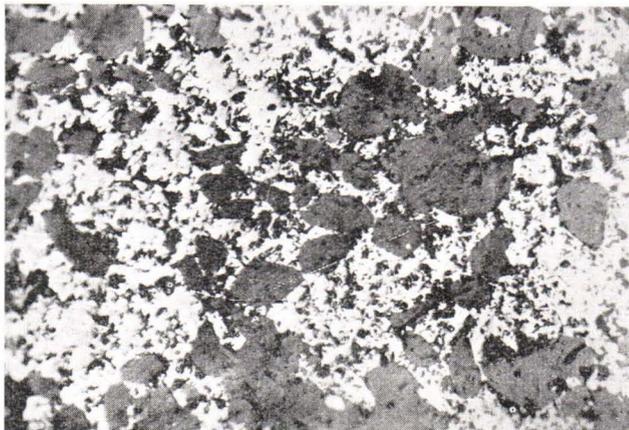


Abb. 49. Magnetkies mit eingeschlossenem Mineral tauben Gesteins, aus Bohrloch G 21-Refl. Licht, ohne Nikols, Verg. 67 x.

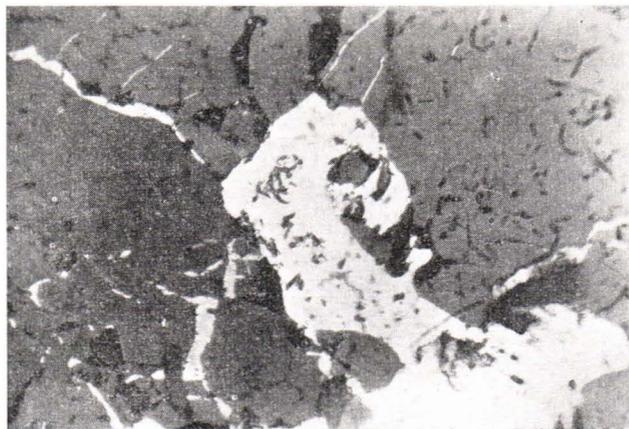


Abb. 50. Magnetkiesader (die helle Mittelpartie), von der in dünnen Klüften Kupferkies auszustrahlen scheint. Strecke S 11. Refl. Licht, ohne Nikols. Vergr. 200 x.

Gehaltverteilungskarten (Abb. 42, 43) sowie bei Inaugenscheinnahme des Erzes (Abb. 48) wie auch in den mikroskopischen Präparaten selbst bei den stärksten Vergrößerungen (Abb. 50).

Neben der Brekziebildung hat auch eine metasomatische Imprägnation des Amphibolits mit verschiedenen Erzmineralien stattgefunden, vor allem in den tuffitischen und kalcitreichen Gesteinslagern.

Form und Gehalte des Erzes sind bereits oben kurz behandelt worden, und wir haben gefunden, wie das Kieserz in seiner Ausdehnung mit den elektrischen Indikationslinien ziemlich gut übereinstimmt. Diese Richtung verfolgt recht gut auch die Schieferigkeit des Amphibolits. Das Erz scheint in einem Faltengrund zu liegen, in dem die Gesteinslager zerbrochen worden sind, und dadurch ist den Erzlösungen Gelegenheit bereitet worden, durch die entstandenen Kanäle aufwärts zu dringen. Die Kalksteinzonen in der Grube, die weiter oben (S. 20) besprochen worden sind, haben dabei, kann



Abb. 51. Dünne Kupferkiesadern in Amphibolit von Strecke S 6. Wagerecht auf dem Bild verläuft eine teilweise mit Magnetit (grau) ausgefüllte kleine Erzader. In der unteren Kante ist Pyrit zu sehen. Refl. Licht, ohne Nikols.
Vergr. 270 x.

man annehmen, insofern als Leithorizonte für den Kies gedient, als sie durch ihre grössere Weichheit die Möglichkeit zu einer grösseren Deformationswirkung in den umgebenden Gesteinspartien gegeben haben. Dagegen enthalten die Kalksteinslager selbst verhältnismässig schwache Kiesanreicherungen.

Der Magnetkies ist das entschieden vorherrschende Mineral in der Kiesbrekzie, und die breiteren Erzadern sind oft ganz aus diesem Mineral aufgebaut. In der Kiesmasse finden wir jedoch gewöhnlich eine mikroskopische Einsprengung von meist abgerundeten und halb absorbierten Körnern von taubem Gestein und Magnetit (Abb. 49). Dieser Sachverhalt deutet darauf hin, dass der Magnetit wenigstens teilweise vor dem Absetzen des Magnetkieses sich auskristallisiert hat, welche Annahme sich dadurch stützen lässt, dass der Magnetkies nicht als Einschlüsse im Magnetit angetroffen worden ist.

Meistens ist der Magnetkies innig mit dem Kupferkies vermischt, so dass das eine Mineral als Einschlüsse in dem anderen auftreten kann.

Indes ist es bedeutend häufiger, dass der Kupferkies den Magnetkies verdrängt, als dass es umgekehrt geschieht, und nach allem zu schliessen scheint der Kupferkies beweglicher gewesen und später als der Magnetkies auskristallisiert zu sein, obgleich diese Mineralien genetisch sicher eng zusammengehören. So kommt es besonders häufig vor, dass von breiteren Magnetkiesadern der Kupferkies in dünnen Erzadern in den Amphibolit ausstrahlt (Abb. 50).

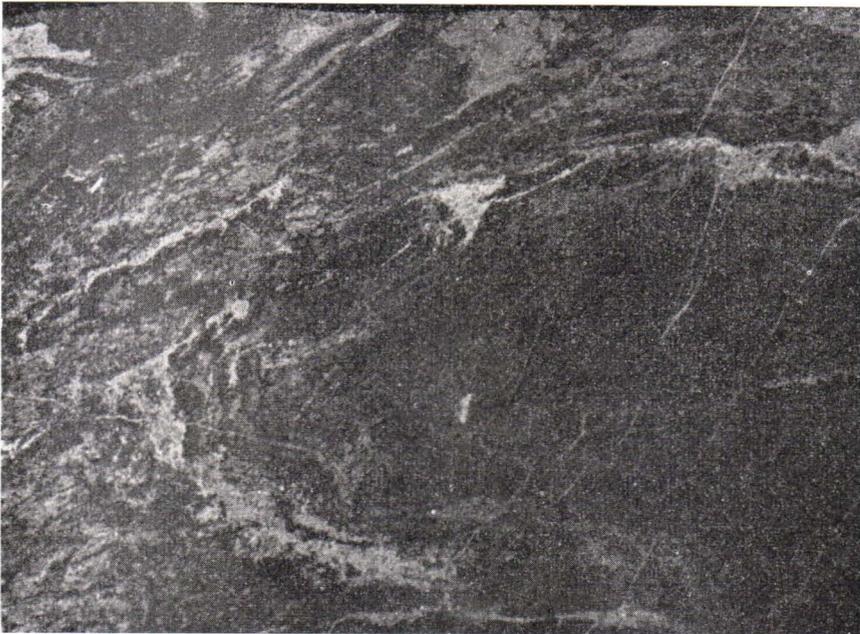


Abb. 52. Amphibolit, von Magnetit, Magnet- und Kupferkies brekziert. Südliches Grubenmagazin. Natürliche Grösse.

In ihrer feinsten Ausgestaltung besteht die Brekzie aus einem feinen Netzwerk ganz dünner, oft nur mikroskopisch sichtbarer Kupferkiesadern. Ein solcher Erztyp scheint durch einen ausnahmsweise hohen Goldgehalt ausgezeichnet zu sein. In obenstehender Abbildung finden wir einen Schliff von einem solchen Erz mit 120 g Au/t (Abb. 51). Von besonderem Interesse ist es ebenfalls, dass Magnetit und Pyrit, aber fast niemals Magnetkies in diesen Adern auftreten kann. In Abb. 51 ist ein offenbar gleichzeitig mit dem Kupferkies abgesetzter Magnetit zu beobachten, der teilweise eine der dünnen kleinen Erzadern ausfüllt.

Die komplexe Magnetkies-Kupferkiesgrundmasse enthält oft verhältnismässig grobkörnigen Pyrit in bis zu ein paar cm grossen, aber sehr spröden Kristallen. Auch der Pyrit kann Bruchstücke von Taubgesteinsmineral enthalten, und er wird bei diesem Erztyp niemals von Magnet-

kies und äusserst selten von Kupferkiesadern durchschnitten. Da der Pyrit, wie angeführt, auch in den jüngsten und dünnsten Spalten auftritt, scheint sich seine Kristallisation über einen recht weiten Zeitraum zu erstrecken.

Dasselbe betrifft offenbar auch den Magnetit, der, wie gesagt, sowohl als Einschlüsse im Magnetkies wie auch als ein mit dem Kupferkies gleichzeitig kristallisiertes Mineral in den dünnsten Kiesadern auftritt. Jene

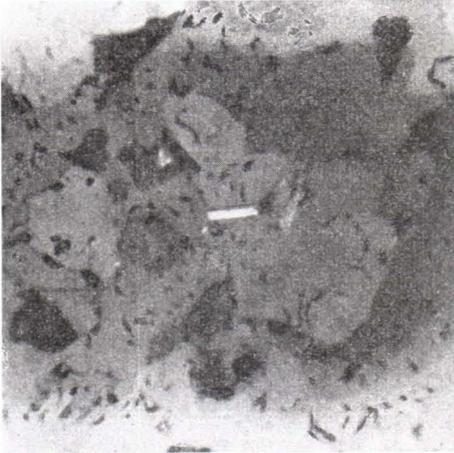


Abb. 53. Lievrit in zwei Lagen. Der wagerecht gestellte Kristall mitten auf dem Bild tritt deutlich hervor, während ein senkrecht gestellter Kristall unmittelbar rechts davon kaum zu erkennen ist.

Strecke S6. Refl. Licht, ohne Nikols,
Vergr. 270 x.

sind wenigstens wahrscheinlich teilweise Reste des älteren Eisenerzes, während diese in der letzten Kristallisationsphase des Kieserzes entstanden ist. Auch grössere Erzadern, die den Amphibolit brekzieren, mit Magnetit als Hauptbestandteil in der Grundmasse, kommen vor. Sie sind, nach allem zu schliessen, mit der Kristallisation der komplexen Magnetkies-Kupferkiesbrekzie gleichzeitig, was mit aller wünschenswerten Deutlichkeit aus Abb. 52 hervorgehen dürfte.

Es ist möglich, dass diese jüngere Magnetitabsetzung durch einen Eisenüberschuss in den invadierten Kieserzlösungen verursacht worden ist, doch ist es ebenso wahrschein-

lich, dass das ältere Eisenerz bei der Kieserzbildung mobilisiert worden ist und sich gleichzeitig mit dem Absetzen der Kiese rekristallisiert hat.

Unter den übrigen im Kieserz enthaltenen Erzmineralien sind folgende zu sehen:

Zinkblende tritt in einer ca. 10 cm breiten verskarnten Kalkschliere in Strecke S4 auf und bildet eine feine Eindringung in die Fugen zwischen den Hornblendekörnern. Einzelne Zinkblendekörner sind andernorts in Haveri im Amphibolit beobachtet worden.

Molybdänglanz ist im Frühjahr 1943 bei dem damals begonnenen Tagebau in einigen unbedeutenden Schlieren im Amphibolit entdeckt worden.

Fahlerz ist im Mikroskop in einigen besonders goldreichen Partien des Amphibolits beobachtet worden. Es bildet xenomorphe Körner, meistens in Silikatmineral eingesprengt, und hat eine Korngrösse von nur einigen zehntel oder hundertstel mm.

Kleine Ilmenitkristalle sind in einem einzigen Präparat beobachtet worden.

Besonderes Interesse beansprucht ein stark anisotropes Mineral mit ungefähr gleicher Härte wie der Magnetit, das in ein paar mikroskopischen Präparaten beobachtet worden ist (Abb. 53). Das betreffende Mineral zeichnet sich durch einen äusserst starken Reflexionspleochroismus aus, bei dem sich die Farbe von hellgrau, mit einem schwach blauen Ton, in dunkelgrau verändert. Es erscheint in säulenförmigen Kristallen mit Längen von nur Bruchteilen eines mm, und die Farbenbestimmung ist bei diesen kleinen Körnern nicht ganz exakt. Nach allem zu urteilen, haben wir es hier mit dem verhältnismässig seltenen Mineral *Lievrit* oder *Ilvait* ($\text{H Ca Fe}^{\text{II}} \text{Fe}^{\text{III}} \text{Si}_2 \text{O}_9$) zu tun¹, das in kontaktmetasomatischen Tiefengesteinskontakten² vorkommt. Es ist zuvor nicht in Finnland angetroffen worden.

GOLDERZ.

Von den Metallen in Haveri ist es das Gold, das die grösste wirtschaftliche Bedeutung besitzt und bei den jetzigen hohen Goldpreisen eine rentable Ausbeutung der Erzlagerstätte ermöglicht hat. Ganz natürlich sind daher auch etwaige Goldminerale Gegenstand eifrigen Suchens gewesen, aber das Gold hat in seinem Auftreten eine seltene Launenhaftigkeit bewiesen, und erst nach den Anstrengungen einiger Jahre ist es gelungen, den Nachweis zu erbringen, dass es mindestens teilweise als gediegenes Metall vorkommt.

Weiter oben ist angeführt worden, wie das Gold bisweilen in beträchtlichen Mengen in anscheinend sterilem Amphibolit sporadisch vorkommt. Als Beispiel dafür können folgende Analysen von Bohrloch H 53 angeführt werden:

Meter	% S	g Au/t	g Ag/t
44—45	0.9	0.3	4
45—46	1.0	2.0	5
46—47	0.7	<0.2	6
47—48	0.5	0.2	6
48—49	0.5	14.9	1
49—50	0.4	<0.2	4

Wenn wir die S- und Ag-Gehalte betrachten, hätten wir bei 48—49 m am allerwenigsten einen grösseren Goldgehalt erwarten können.

¹ K. CHUBODA: Mikroskopische Charakteristik der gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg im Breisgau 1932.

² H. SCHNEIDERHÖHN und P. RAMDOHR: Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin 1931.

Wir haben auch weiter oben gefunden, dass die Goldgehalte in einzelnen Proben von den Kupfergehalten ganz unabhängig sind (Abb. 46). Desgleichen sind die Goldgehalte unabhängig von den Schwefel-, Silber- und Eisengehalten. So handelt es sich hier um einen keineswegs in Haveri ungewöhnlichen Erztyp eines goldführenden Amphibolits mit einer nur unbedeutenden Imprägnation eines Erzminerals. Dieses wertvolle, wenn auch scheinbar arme Erz tritt indes stets in der Nähe reicherer Kieserze auf.

Bei der Auslese einzelner Minerale aus einer Mehrzahl von Erzproben hat es sich gezeigt, dass die übriggebliebenen Mineralien tauben Gesteins oft einen grösseren Goldgehalt aufweisen als die okular sichtbaren ausgelesenen Erzmineralien. Beim Auslesen hat es sich ebenfalls herausgestellt, dass das Gold auch nicht an Quarz gebunden ist.

Des weiteren liess es sich erkennen, dass die Goldkörner sehr ungleichmässig im Gestein verteilt sind. So wurde eine goldreiche Erzprobe von einigen kg in ungefähr nussgrosse Teile zerkleinert, auf drei gleichwertige Proben verteilt und auf Au untersucht, wobei es sich herausstellte, dass sie 22.6, 38.6 bzw. 79.6 g Au/t enthielten. Zweifellos dadurch bedingt, wohin die einzelnen verhältnismässig grossen Körner oder Kornansammlungen des Goldminerals bei der Verteilung der Probe geraten sind, haben sich verschiedene Analysenwerte ergeben.

Auf Grund der Art und Weise, auf welche die Goldgehalte sich verteilen, haben wir schon früh angenommen, dass das Gold gediegen vorliegen müsse. Dies bestätigte sich schliesslich, als es uns im Frühjahr 1943 durch Auslaugung eines goldreichen Kieskonzentrats mit konz. Salpetersäure und durch Separation mit schwerer Flüssigkeit gelang, einige mikroskopisch sichtbare äusserst dünne Schuppen mit bis zu einigen zehntel mm Längenausdehnung zu unterscheiden.

In kalkographischen Präparaten hat dagegen trotz eifrigen Suchens kein Gold nachgewiesen werden können. In Schlifven von goldreichen Proben ist dagegen eine feine Einsprengung von Fahlerz beobachtet worden. Da dieses Mineral sich in vielen anderen Erzlagerstätten wie Boliden¹, Ylöjärvi u. a. als goldführend erwiesen hat, ist es möglich, dass das Gold in Haveri teils gediegen und teils im Fahlerz chemisch gebunden vorkäme. Tellur hat bei spektographischer Analyse nicht festgestellt werden können, weswegen Goldtelluride in Haveri kaum vorkommen.

Die Goldausbeute bei der Flotation ist im allgemeinen recht schlecht, sie überstieg früher selten 75 %. Das beruht vermutlich darauf, dass das Gold teilweise so fein eingesprengt in die Gangart vorkommt, dass es beim Zermahlen nicht freigelegt wird. Nachdem die Zermahlung auf 75 % —200 mesh gesteigert worden war, erhöhte sich auch die Ausbeute auf 80 %.

¹ O. H. ÖDMAN: Geology and ores of the Boliden deposit, Sweden. S. G. U. Ser. C. n:o 438. Stockholm, 1941.

Ein beachtenswerter Sachverhalt besteht darin, dass verschiedene Partien des Erzes bei Flotationsversuchen ganz verschiedene Ausbeuten geben können. Das kann auf der verschiedenen Struktur des Erzes beruhen, doch wäre es auch denkbar, dass das mineralogische Auftreten des Goldes in verschiedenen Teilen des Erzes verschieden wäre.

Die geographische Ausbreitung des Goldes im Verhältnis zu dem komplexen Kieserz berechtigt uns anzunehmen, dass das Vordringen des Goldes genetisch an die Bildung der Kiesbrekzie gebunden ist.

SCHÖLERZ.

Die in der Grube zahlreich auftretenden Verwerfungsspalten, Schölen und Trümmerzonen sind bereits petrologisch behandelt worden (s. S. 67). Auch haben wir angeführt, dass diese Schölen oft kiesführend sind, wobei sie den Charakter von Schölerzen annehmen. Gewöhnlich bestehen die Kiese aus Pyrit, aber auch Magnetkies und Kupferkies treten in geringeren Mengen auf. Gewisse Trümmerzonen führen auch Kobaltglanz und Arsenkies, das erstere Mineral in sogar abbauwürdigen Mengen. Kobaltglanz ist zuvor nicht in Finnland angetroffen worden.

Der Pyrit tritt meistens in ziemlich grobkörniger Form als Belag auf den Verschieferungsflächen auf. Die Korngrösse macht meistens einige mm aus, aber auch ein feinkörnigeres Netzwerk von Schwefelkies durchsetzt die Gangart zwischen den Kiesadern. Als Kuriosität kann angeführt werden, dass ein magnetkiesfarbiger schön oktaedrischer Pyritkristall von ca. 1 cm Grösse in einer Trümmerzone in der alten Schachtstrecke angetroffen worden ist. Auch ein Pyrit mit Zonarstruktur oder sog. Wasserkies ist stellenweise aufgefunden worden. Ferner sind derartige in einem recht niedrigen Temperaturstadium entstandene Pyritkristalle zuweilen zerbrochen und mit Silikatmineral wieder verklebt worden.

Die Schölminerale sind meistens wertlos wegen ihrer geringen Mächtigkeit und meistens auch wegen des unbedeutenden Kupfergehaltes, der nur selten 0.5 % erreicht. Ein beachtenswerter Goldgehalt und der in gewissen Schölen auftretende Kobaltgehalt machen jedoch zuweilen die breiteren Trümmerzonen abbauwürdig.

Die Schölen schneiden die Imprägnationen und die Brekzienerze scharf ab und scheinen auch die granitischen Gänge in der Grube (S. 68) zu überqueren, welche Umstände beweisen, dass die Schölerze später als die übrigen Erze entstanden sind.

Schöner kristalliner Kobaltglanz in beträchtlichen Mengen wurde zum erstenmal in Haveri im Herbst 1940 in Bohrloch H 24 angetroffen. Da es sich später durch Bohrung von H 30 herausstellte, dass der Kobaltglanz eine gewisse Verbreitung hatte, wurde dieses Mineralvorkommen Gegenstand einer genaueren Untersuchung. Der südliche Teil der südlichen Querstrecke lag nahe dem Bohrloch 24, weswegen hier ein Einschlag gegen

Osten (S 14) angelegt und ein Überhauen (SS 3) zutage längs dem Bohrloch aufgeföhren wurde. In ca. 30 m Tiefe wurden sodann nach beiden Seiten Feldstrecken längs dem Kobalterz angelegt. Ausserdem ist dieses in vielen Bohrlöchern untersucht worden.

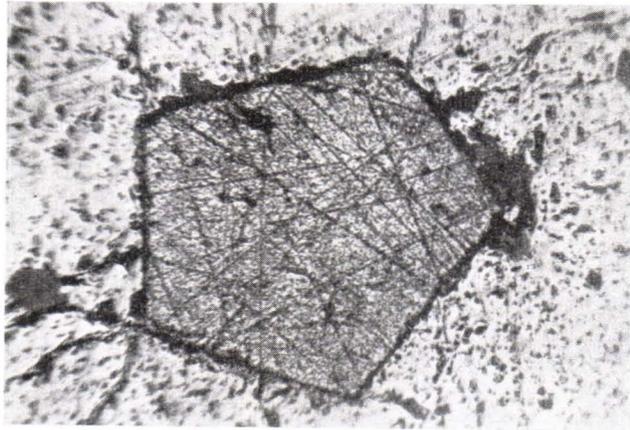


Abb. 54. Kobaltglanzkristall von dem Überhauen SS 3. Refl. Licht, ohne Nikols, Vergr. 67 x.

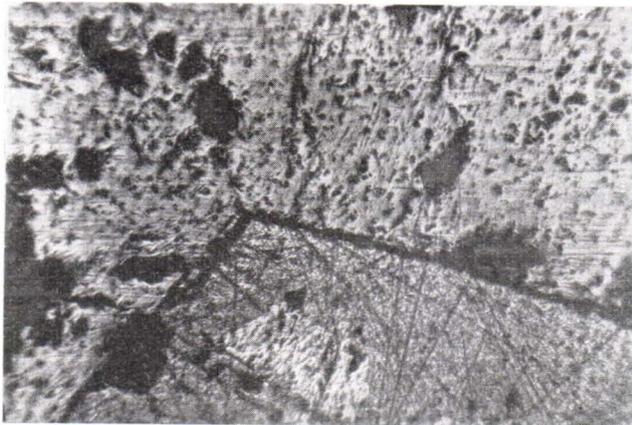


Abb. 55. Kobaltglanzkristall umgeben von Magnetkies. von dem Überhauen SS 3. Arsenkies als Einschluss im Kobaltglanz. Refl. Licht, ohne Nikols, Vergr. 67 x.

Bei diesen und späteren Untersuchungen hat es sich gezeigt, dass der Kobaltglanz hauptsächlich in einer stark chloritisierten, ein paar Meter mächtigen zertrümmerten Verwerfungszone vorkommt, die vorwiegend in südwest-nordöstlicher Richtung verläuft und ca. 70° gegen Nordwesten einfällt.

In diesem »Schölerz« findet sich der Kobaltglanz meistens in parallel orientierten reichen Kiesschlieren oder »Fischen« gesammelt mit einer maximalen Mächtigkeit von einigen dm. Ausser Kobaltglanz kommen reichlich Magnetkies sowie geringere Mengen Kupferkies, Pyrit und Arsenkies vor. Auch ein zu der Boulangerit-Jamesonitreihe gehörendes Mineralkorn von ca. 1 mm Grösse, eingesprengt in den Kobaltglanz, ist beobachtet worden.

Der Kobaltglanz tritt meistens in schön idiomorphen, sogar fast 1 cm grossen, pentagondodekaedrischen oder kubischen Kristallen auf (Abb. 54) und scheint von den Sulfidmineralien das zusammen mit Arsenkies zuerst auskristallisierte zu sein. So bildet der Arsenkies oft Einschlüsse im Kobaltglanz (Abb. 55), aber es kommt auch das umgekehrte Verhältnis vor. Die Grundmasse der Kiesschlieren besteht hauptsächlich aus Magnetkies, in dem ausser den obengenannten Mineralien auch Pyrit in Einschlüssen vorkommt. Zuletzt hat sich der Kupferkies kristallisiert, der die übrigen Kiese verdrängt und dünne Spaltfüllungen in ihnen bildet.

Leider scheint das Kobalterz nur eine geringe Ausdehnung zu haben. So hat es trotz beharrlicher Diamantbohrung unter 50 m Tiefe nicht ange-troffen werden können.

Dagegen hat es sich gezeigt, dass eine Zone von einigen Dekametern Breite im Hangenden des eigentlichen Kobalterzes mit Kobaltglanz mineralisiert ist. Stellenweise tritt der Kobaltglanz in kleinen kubischen Kristallen in einer kupfer- und goldarmen Magnetkiesbrekzie von unge-fähr gleichem Typ wie die übrigen Erzbrekzien in Haveri auf, aber meistens gibt sich der Kobaltglanz nur durch einen unbedeutenden Kobaltgehalt von einigen hundertstel Prozent zu erkennen. Die Verbreitung des Kobalts in der mineralisierten Zone ist sehr ungleichmässig und die Gehalte zeigen schnelle unregelmässige Variationen, weswegen ein grösserer gesammelter Erzkörper ausserhalb der oben beschriebenen Trümmerzone kaum vor-kommen dürfte. Der mittlere Kobaltgehalt in der mineralisierten Zone mag unter 0.05 % liegen.

Auch an anderen Stellen in der Grube sind sporadische Kobaltgehalte aufgetreten.

DIE WIRKUNG DER ERZLÖSUNGEN AUF DEN AMPHIBOLIT.

Das Vordringen der Erzlösungen ist mit einer kontaktmetasomatischen Umwandlung des Amphibolits verbunden gewesen. Doch ist die Meta-morphose oft nur von bescheidenen Ausmassen, so dass umgewandelte Am- phibolitpartien in scharfem Kontakt mit intrudierten Erzstöcken auftreten können. Das ist besonders mit dem Magnetiterz der Fall, obgleich auch hier Hornblende als neugebildetes Mineral auftreten kann.

Die Umwandlung des Amphibolits ist hauptsächlich von viererlei Art gewesen:

1. Marmorierung des Gesteins mit Hornblende,
2. Albitisierung und Skarnbildung,
3. Silifizierung,
4. Glimmerisierung.

Die *Marmorierung des Amphibolits* mit Hornblende ist bereits weiter oben in Kürze berührt worden (vgl. S. 15 Abb. 2). Bei näherer Prüfung

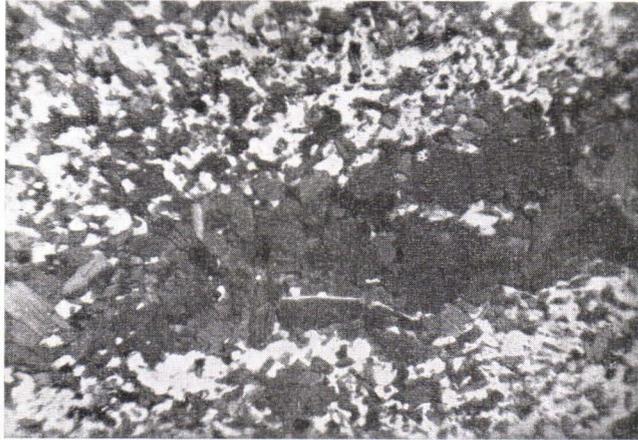


Abb. 56. Amphiboladern im Amphibolit.
Ohne Nikols, Vergr. 30 x.

dieser Amphibolitadern ist zu erkennen, dass gewisse von ihnen ganz aus grüner Hornblende mit einer Korngrösse von etwa 0.1 mm (Abb. 56) und einem Auslöschungswinkel von $c \wedge \gamma = 25^\circ$ bestehen.

Etwas spärlicher kommen auch Adern vor, die teilweise oder ganz aus Plagioklas mit 15 % Anorthit und Quarz bestehen (Abb. 57). Sie scheinen in Anbetracht dessen, dass sie bisweilen die Amphiboladern überqueren, etwas jünger zu sein. Erzmineralkörner, hauptsächlich Magnetit und Magnetkies, kommen bisweilen im Zusammenhang mit dem Plagioklas bedeutend zahlreicher vor als mit dem Amphibol. Doch sind auch die Amphiboladern oft reich an Magnetit (vgl. S. 73) und auch an Kiesen.

In der Grube ist an vielen Stellen zu beobachten, wie breitere Amphiboladern gewöhnlich in der Mitte von einer feinkristallinen hellgrünen epidot-albit-reichen Grundmasse ausgefüllt sind und damit einen Übergang zu der folgenden Art der Amphiboliumwandlung bilden.

Ähnliche Amphiboladern sind von N. H. MAGNUSSON aus Leptiten im Grängesberggebiet beschrieben worden ¹.

¹ N. M. MAGNUSSON und G. LUNDQVIST: Beskrivning till kartbladet Grängesberg. SGU. Ser. Aa. N:o 177. Stockholm 1933.

Albitisierung und Skarnbildung.

An vielen Stellen in unmittelbarer Nähe des Erzes, z. B. am Ende von Strecke S6, finden wir, wie einzelne reiche Erzpartien umgeben sind von einer einige cm breiten Kontaktzone, bestehend aus einem hellen, lachsfarbenen, feinkörnigen Gestein, das offenbar metasomatisch aus dem Amphibolit entstanden ist.

Eine mikroskopische Untersuchung des betreffenden Gesteins erweist, dass es hauptsächlich aus Plagioklas mit ca. 7 % An, Epidot, grüner Hornblende ($c \wedge \gamma = \text{ca. } 17^\circ$) sowie etwas Tremolit, Quarz und Mikroklin besteht.

Oft scheint dieses Gestein konkordante Betten in den pyroklastischen Lagererien auszumachen, bildet aber auch stellenweise eine unregelmässige Marmorierung im Amphibolit. Bisweilen wird das albitische Gestein von den oben besprochenen Amphiboladern durchschnitten; da aber diese durch Übergangsformen ihre enge Zusammengehörigkeit beweisen (s. oben), sind wir berechtigt, sie als ungefähr gleichzeitig zu betrachten.

Analyse von albitisiertem Amphibolit von Strecke S 6.

Analytiker Mag. phil. E. HEINONEN.

	%		Norm		Niggli-Werte
SiO ₂	57.03	948	or 13.4	si	157.0
TiO ₂	0.83	10	ab 44.8	al	21.8
Al ₂ O ₃	13.47	132	an 6.4	fm	37.0
Fe ₂ O ₃	2.27	14	Σsal 64.6	c	23.2
FeO	5.13	71		alk	13.0
MnO	0.07	1	wo 12.9	ti	1.7
CuO	0.53	7	en 7.7	di=24.8	p 0.3
MgO	4.71	117	fs 4.2	s ₂	2.6
CaO	7.85	140	fo 2.8	ol=4.4	0.22
Na ₂ O	5.30	85	fa 1.6	k	0.22
K ₂ O	2.31	24	mt 3.2	mg	0.52
H ₂ O	0.14		il 1.5	ö	0.12
P ₂ O ₅	0.32	2	ap 0.7		
S ₂	1.04	16	Σfem 34.6	si'	172.0
	<u>101.00</u>		<u>99.2</u>	qz	-15.0

Nach Niggli System: Essexitgabbro
 Nach amerikanischem System: Andose

Die Albitisierung, kann man denken, sei durch Zufuhr von Natriumkarbonat (Spilitreaktion) oder Natriumsulfid verursacht, doch lässt sie sich am einfachsten dadurch erklären, dass der Anorthit durch Zufuhr von Wasser teilweise in Epidot umgewandelt worden ist, wodurch der Albit im Plagioklas hat vorherrschend werden können. Im Zusammenhang mit

dem albitisierten Amphibolit treten bisweilen Tremolit, Aktinolit, Cummingtonit und Granat (Grossularit?) auf. Im allgemeinen sind diese ausgeprägten Skarnmineralien so feinkörnig, dass eine Bestimmung ihrer optischen Eigenschaften schwerlich ausführbar ist.

Silifizierung.

In den reichsten Erzpartien ist die Gangart oft grossenteils aus Quarz aufgebaut, was darauf hindeutet, dass die Erzlösungen von SiO_2 begleitet gewesen sind.

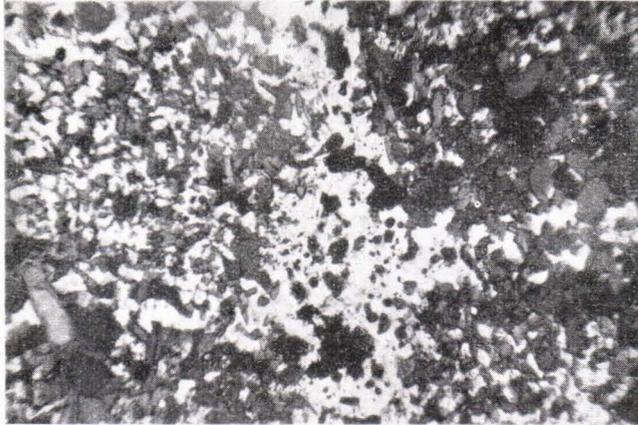


Abb. 57. Plagioklasadern mit Erzmineral im Amphibolit.
Strecke NT. Ohne Nikols, Vergr. 30 x.

Auch das Nebengestein ist bisweilen verquarzt, was besonders bei der grossen Magnetkiesanhäufung im südlichsten Teil der Grube oberhalb S 3 der Fall ist. Strukturell schliesst sich dieses quarzreiche Gestein, dessen metasomatischer Ursprung nicht bezweifelt werden kann, am ehesten dem oben beschriebenen lepidoblastischen Amphibolit an (S. 16), von dem es sich hauptsächlich durch seinen höheren Quarzgehalt unterscheidet.

In Präparaten quarzreicher Amphibolitpartien ist selten auch sehr feinkörniger Kordierit beobachtet worden.

Glimmerisierung.

In dem Kontakt des Erzes gegen den Amphibolit hat oft auch eine starke Biotitbildung stattgefunden, so dass die Grenzzonen und kleinere Bruchstücke von Amphibolit bisweilen in dieses Mineral, das in bis zu mehreren Millimetern grossen Schuppen auftritt, umgewandelt worden sind.

Am besten hat diese Glimmerisierung in der kobältglanzführenden reichen Kiesbrekzie im Stosse oberhalb des Füllortes T 18 im südlichen Grubenteil studiert werden können.

GENESIS DES ERZES.

Wir haben in der Hauptsache mit drei Erztypen in der Grube Haveri zu rechnen:

- 1) dem verhältnismässig kiesarmen Eisenerz im nördlichen Teil der Grube,
- 2) der komplexen Kieserzbrekzie,
- 3) den Schölerzen.

Bevor die Genesis dieser Erztypen behandelt werden kann, dürfte es geeignet erscheinen, eine Übersicht über ihre Mineralparagenese zu geben. In der untenstehenden Tafel (Abb. 58) veranschaulicht die Dicke der wagerechten Striche die relative Reichlichkeit der Minerale in den betreffenden Erztypen. Mineralien in dem nichtumgewandelten Muttergestein sind nicht beachtet worden.

Die schwächere oder stärkere Imprägnation von Kiesmineral, die gewöhnlich im Amphibolit auftritt, lässt sich schwer mit Sicherheit einem der obengenannten Erztypen zuweisen, aber ihr Auftreten deutet doch darauf hin, dass sie zu einem wesentlichen Teil zu derselben Zeit, als das Kieserz entstand, dem Amphibolit zugeführt worden ist. Es spricht nichts gegen die Annahme, dass ein Teil der Kiese auch im Zusammenhang mit der Bildung des Eisenerzes in den Amphibolit imprägniert worden ist oder dass sie zu einem geringen Teil geradezu im Gestein primär wären, aber irgend welche Beweise für derartige Hypothesen lassen sich nicht darbringen.

Kennt man das Aussehen des Erzes von Haveri, so kann man feststellen, dass die Erzbildung im Verhältnis zum Amphibolit hauptsächlich epigenetisch ist und dass sie durch aufdringende Lösungen oder Gase verursacht worden ist.

Es erhebt sich die Frage nach dem gegenseitigen Altersverhältnis der obengenannten Erztypen. Dabei kann konstatiert werden:

1) dass mit den Schölerzen typmässig zusammengehörende Zerklüftungen die Eisen- und Kieserze überqueren,

2) dass die Mineralparagenese der Eisenerze im allgemeinen höheren Temperatur- und Druckverhältnissen als die der Kieserze entspricht¹.

Nehmen wir an, dass die Erzbildung unter Druck- und Temperaturabnahme vor sich gegangen ist, was als das normale Verhältnis bei der magmatischen Erzbildung zu gelten hat, so sind wir berechtigt, das Eisenerz für älter und das Schölerz für jünger als das Kieserz zu halten.

Das Verhalten des Erzes zu den in der Grube auftretenden Oligoklasgranitgängen kann uns auch andere wertvolle Angaben über das Alter der

¹ P. NIGGLI: Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. Abh. zur prakt. Geol. u. Bergwirtschaftslehre. Halle 1925.

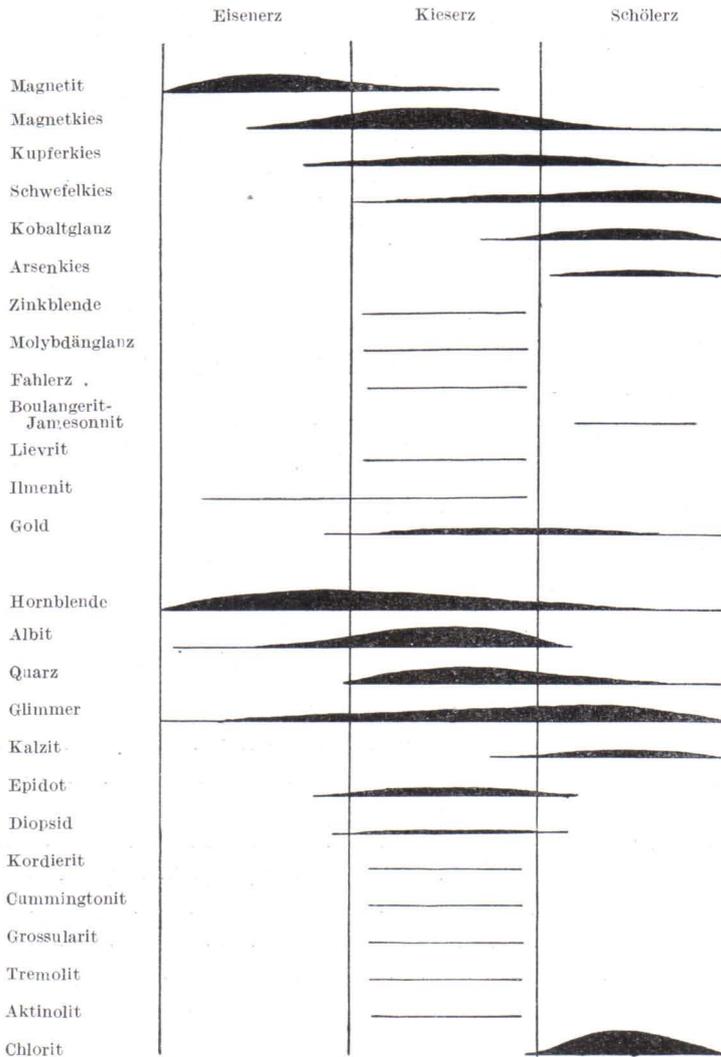


Abb. 58. Übersicht der Mineralparagenese der Grube Haveri.

Erzbildung machen. Wir haben gefunden (S. 47), dass ein Granitgang das Kieserz abschneidet und dass ein anderer vom Schölerz abgeschnitten wird.

Die Eisen- und Kieserzbildung kann somit nicht jünger als der Oligoklasgranit sein. Ein älteres Tiefengestein ist uns indes nicht bekannt, und wenn wir annehmen, dass das Erz aus vordringenden magmatischen Restlösungen entstanden ist, scheint es wahrscheinlich, dass der Oligoklasgranit zum mindesten für die Eisen- und Kieserze Erzbringer ist. Der Übergang

zwischen Kies- und Schölerz ist bisweilen ganz unscharf, wie es sich besonders mit Rücksicht auf die Verbreitung des Kobalts verhält, auch scheinen sie unmittelbar ineinander übergehen zu können. Es ist daher unwahrscheinlich, dass Kies- und Schölerze im Alter weit auseinander liegen, vielmehr sieht es so aus, als ob das Vordringen des Oligoklasgranits auch die Entstehung der Schölerze verursacht hat.

Es ist wahrzunehmen, dass in den Oligoklasgranitgängen in der Grube eine schwache Kiesimprägation und zuweilen auch geringere Goldgehalte auftreten, dagegen findet sich niemals Kiesbrekzie im Granit selbst, aber oft in dem angrenzenden Amphibolit. Auch diese Sachverhalte berechtigen uns, den Oligoklasgranit als Erzbringer anzusprechen.

Es ist ein interessantes Verhältnis, dass in Gebieten mit Intrusionen von Oligoklas- wie auch Mikroklinggranit es stets die ersteren sind, die als Erzbringer gelten^{1 2}. Eine Erklärung dafür dürfte niemals gegeben worden sein.

Bei der Eisenerzbildung scheint das Erz den Hauptteil der zugeführten Lösungen oder Gase ausgemacht zu haben. Die Amphiboladern, kann man denken, seien durch Umkristallisation der Minerale des Amphibolits entstanden. Die Erzlösungen (ich möchte hier wie auch fernerhin der Einfachheit halber von Lösungen sprechen, obgleich man sich gut vorstellen kann, dass die Materialzufuhr in Gastform vor sich gegangen ist) sind wahrscheinlich unter starkem Druck vorgedrungen. Die Mineralzusammensetzung vermittelt aber über die Druckverhältnisse sowie über die Temperatur bei der Eisenerzbildung keine sicheren Angaben.

Wollten wir das Eisenerz einer bestimmten genetischen Gruppe eingliedern, so wäre es geeigneterweise aufzunehmen unter:

P. NIGGLI's und H. SCHNEIDERHÖHNS pneumatolytische Schwermetall — Erdalkalimetall — P — Ti — Lagerstätten, Untergruppe: Pyrometasomatische Magnetitlagerstätten.

M. LINDGREN'S pyrometasomatische Magnetitlagerstätten.

BECK-BERGS epigenetische Kontaktlagerstätten.

Beispiele an Erzen, die diesen Typen zugehören, gibt es zahlreiche in dem schwedischen Bergbauggebiet, aber deutliche Parallelen zu dem Eisenerz von Haveri lassen sich schwer beibringen. Meistens sind die Erze an Leptite und Kalksteine gebunden und haben die Erzlösungen eine stärkere Verskärnung im Nebengestein verursacht, als es in Haveri der Fall ist.

Auch unter den amerikanischen Erzlagerstätten gibt es viele Beispiele, die typmässig zusammengehören. Von denen, die Haveri recht nahekom-

¹ P. ESKOLA: On the Petrology of the Orijärvi Region in southwestern Finland. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 40. Helsingfors 1914.

² M. SAXÉN: Über die Petrologie des Otravaaragebietes im östlichen Finnland. Bull. Comm. géol. Finlande. N:o 65. Helsingfors 1923.

men, können die grossen Erzlagerstätten von Granby Company in Boundary District ¹ in British Columbia angeführt werden. Hier gibt es ein pyrometasomatisches Kontakteisenerz sowie auch ein etwas jüngeres edelmetallführendes Kieserz wie in Haveri.

Bei der Kieserzbildung ist unverkennbar eine reichhaltigere Stoffzufuhr vor sich gegangen. So ist der Amphibolit bei der Erzzufuhr albitisiert, biotitisiert, verquarzt und verskarnt worden, obgleich diese Prozesse nicht besonders umfangreich gewesen sind (S. 83). Nach diesen Reaktionen zu urteilen, dürften folgende Stoffe die Erzlösungen, die hauptsächlich aus Eisen- und Kupfersulphiden aufgebaut gewesen sein mögen, begleitet haben:

Alkalien und Wasser für Albit-, Epidot- und Biotitbildung.

Kieselsäure für die Verquarzung des Amphibolits wie auch als Bestandteil der Kiesmasse.

Das Aufwärtsdringen der Erzlösungen dürfte ermöglicht worden sein durch eine Umbiegung der Gesteinslager, bei der Aufdrangkanäle entstanden sind in den Tensionsspalten, die sich in den Teilen des Massives geöffnet haben, in denen die Umbiegung am stärksten und der Druck am geringsten gewesen ist, d. h. im Faltengrund. Bei der stärksten Umbiegung findet sich auch das reichste Erz in Haveri. Der Druck bei dieser Umklammerung des Amphibolitmassives muss sehr gross gewesen sein. Auch in haarfeine Spalten haben die Erzlösungen somit injiziert werden können. Unzertrümmerter Amphibolit ist dagegen nur in geringem Masse bei der Erzbildung umgewandelt worden, was auf eine verhältnismässig niedrige Temperatur hindeutet.

Die physikalischen Bedingungen bei der Erzbildung wiesen somit darauf hin, dass diese nach NIGGLIS Systematik stattgefunden hätte unter Verhältnissen, die nahe der Grenze zwischen den pneumatolytischen und hydrothermalen Phasen liegen. Die Mineralparagenese des Kieserzes verweist uns nach derselben Systematik am ehesten auf die Gruppe der hydrothermalen sulfidischen Fe — Cu — Au — Formationen.

Von Interesse in diesem Zusammenhang ist die offensichtliche Verwandtschaft des Erzes von Haveri mit dem Kupfererz bei Paroistenjärvi im Kirchspiel Ylöjärvi ca. 25 km südöstlich von Haveri (Abb. 1). Das Muttergestein ist ein bottnischer amphibolitischer Tuffit mit teilweise beibehaltenen Agglomeratstrukturen; der Erzbringer ist nach Angabe vermutlich ein Oligoklasgranit, und das Vordringen der Erzlösungen ist mit einer starken Brekzierung der Gesteinslager verbunden. Die Erzlösungen haben dagegen eine andere Zusammensetzung als in Haveri gehabt. Die kleinen Erzadern sind somit in der Hauptsache aus Turmalin, Arsenkies und Kupferkies aufgebaut, und die Tuffitbruchstücke sind längs den

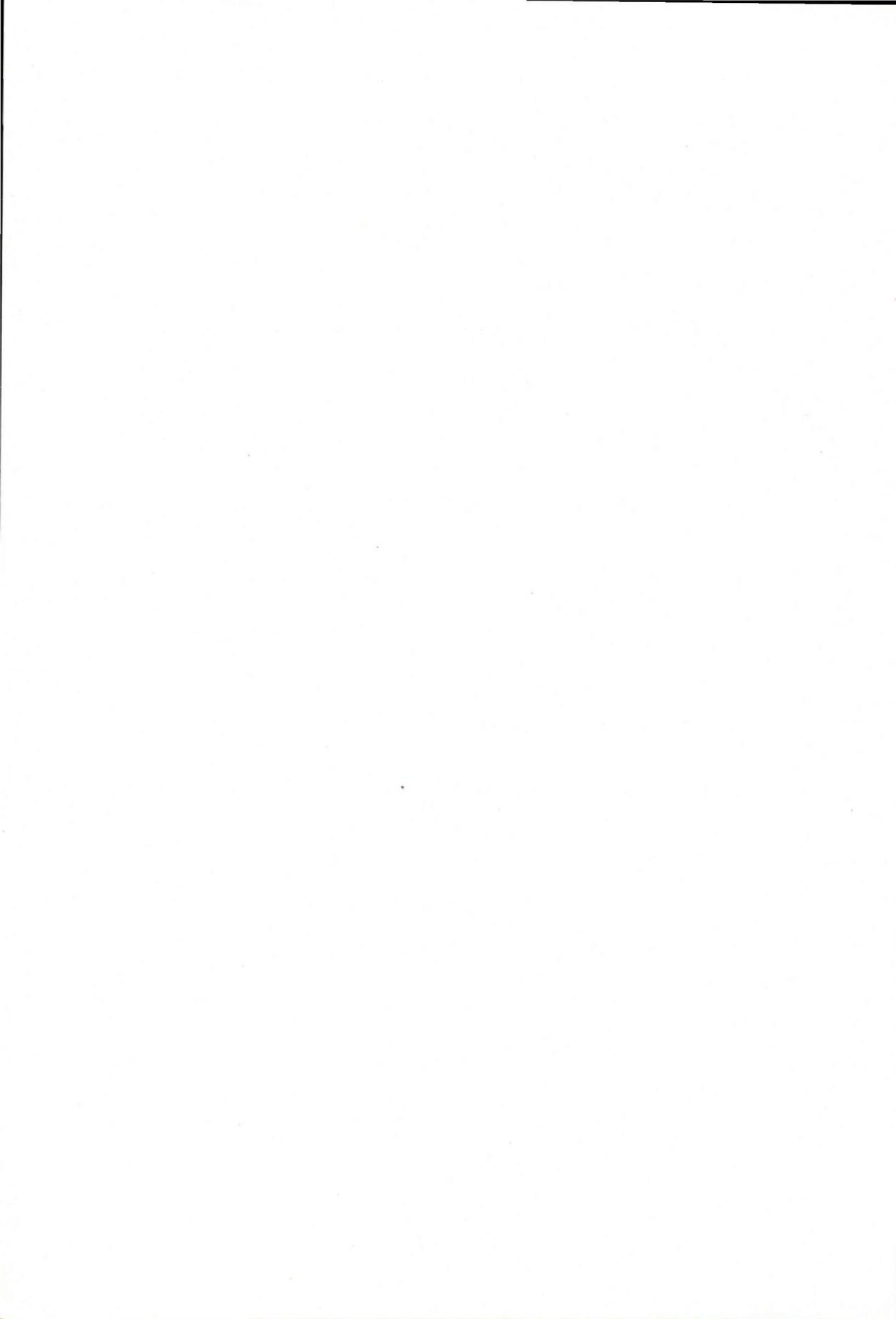
¹ W. LINDGREN: Mineral Deposits. New York 1913. (S. 706—707.)

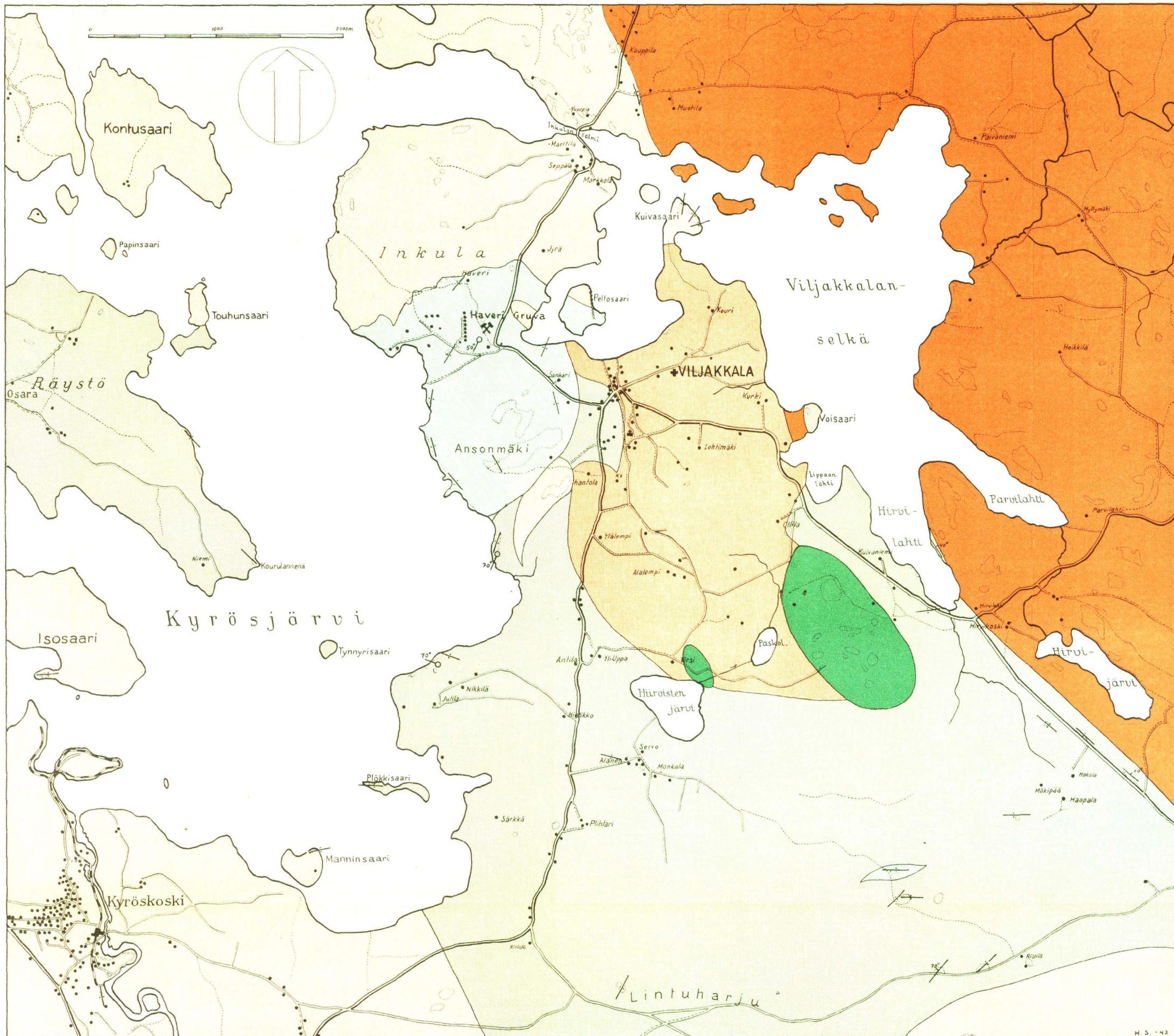
Grenzflächen in Erzquarzit umgewandelt worden. Nach allem zu schließen, kann das Kupfererz von Ylöjärvi als ein typischer Repräsentant der NIGGLISchen pneumatolytischen Turmalinquarzformationen gelten. Dass das Erz von Haveri starke verwandte Züge aufweist, lässt sich nicht leugnen, aber die Mineralparagenese, in erster Linie das Fehlen von Turmalin, gestattet uns nicht, Haveri dieser Formationsgruppe zuzuzählen.

Die Bildung der Schölerze steht, nach allem zu urteilen, im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen im Ausgangsstadium der Erzbildung. Chlorit, Biotit, Quarz und Kalzit sind in den Schölen neugebildet worden, was darauf hindeutet, dass die Erzlösungen reich an Wasser, Kieselsäure und Kohlensäure gewesen sind. Dies scheint auf niedrigere Temperaturverhältnisse hinzudeuten, und unter Berücksichtigung der auftretenden Erzminerale dürften die Schölerze passend NIGGLIS Gruppe der Nickel-Kobalt-Arsen-Wismut-Silberformationen zugewiesen werden.

Man kann annehmen, die Schölerze seien von den letzten Restlösungen aus der magmatischen Differentiation des Oligoklasgranits hervorgerufen worden. Sie hätten keine hinreichende Kraft besessen aufzusteigen, wenn keine Schölen und Verwerfungsspalten gebildet worden wären, in denen der verminderte Druck den Erzlösungen Möglichkeiten zum Aufsteigen gegeben hat.

Die oben angeführten Hypothesen für das Zustandekommen des Erzes von Haveri können vielleicht nicht ganz bündig bewiesen werden. Dafür stützt sich die geologische Wissenschaft in allzu hohem Masse auf Analogieschlüsse, aber die gesamte aufgestellte Entwicklungsreihe erscheint insofern natürlich, als erst das Magnetit Erz bei verhältnismässig hoher Temperatur und starkem Druck, später Kieserit bei stetig abnehmenden Temperatur- und Druckverhältnissen abgesetzt worden sind, was einer normalen Entwicklung der Differentiationsprodukte aus der Kristallisation eines Magmaherdes entspricht. In ihrem Verlauf wird der Abstand vom schmelzflüssigen Magma immer mehr gesteigert, wodurch die Temperatur allmählich sinkt. Zugleich bewirkt die Abtragung auf der Erdoberfläche ein Aufsteigen des gesamten Bergmassives, wodurch auch der Druck abnimmt. Die verschiedenen Erztypen vertreten somit verschiedene Entwicklungsstadien bei den Restlösungen aus der Kristallisation des Oligoklasgranits.





Gesteinkarte von dem Gebiet VILJAKKALA

Ausgearbeitet im Aug. 1944
von H. Stigzelius

Masstab 1:32000

Erklärungen:

- Amphibolit
- Leptite, Phyllite und unbestimmte Superkrustale Gesteine
- Oligoklasgranit
- Quarzsyenit
- Mikroklingranit
- Gabbro
- Lamprophyrgang

Uusia jäseniä Suomen Geologiseen Seuraan valitaan kahden jäsenen ehdotuksesta.

Seuran julkaisut ilmestyvät sarjassa *Bulletin de la Commission géologique de Finlande*, ja jaetaan

1. kaikille jäsenille,
2. niille, jotka saavat mainitun sarjan,
3. laitoksille ja yhdistyksille, jotka haluavat julkaisujen vaihtoa.

Suomen Geologisen Seuran osoite on Helsinki, Bulevardi 29.

Medlemmar i Geologiska Sällskapet i Finland inväljas på förslag av två av Sällskapetets medlemmar.

Sällskapetets publikationer utgivas i serien *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* och utdelas till

1. Sällskapetets medlemmar,
2. personer, som fått mottaga nämnda serie,
3. institutioner och sammanslutningar, vilka önska träda iskriftutbyte med Sällskapet.

Geologiska Sällskapetets i Finland adress är Helsingfors, Bulevarden 29.

Pour devenir membre de la Société géologique de Finlande on doit être présenté par deux membres.

Les publications de la Société seront éditées dans la série *Bulletin de la Commission géologique de Finlande* et seront distribuées

1. aux membres de la Société,
2. aux personnes ayant reçues la présente série,
3. aux institutions et aux associations désirant entrer en échange des publications.

S'adresser à la Société géologique: Bulevardi 29, Helsinki.

