

1144483 816 710

PETROLOGISCHE STUDIEN IM TRONDHJEMGEBIET ·

VON

C. W. CARSTENS

DET KGL. NORSKE VIDENSKABERS SELSKABS SKRIFTER 1928. NR. 1

TRONDHJEM
I KOMMISSION HOS F. BRUNS BOKHANDEL

1928

Fremlagt i Fellesmøtet 5te mars 1928.

411665/1

VORWORT.

Während der Bearbeitung der Geologie des Trondhjemgebiets, welche Arbeit noch nicht in einer solchen Form beendet vorliegt, dass mir eine Veröffentlichung des ganzen Materials als korrekt erscheint, habe ich eine grössere Menge von höchst verschiedenen Gesteinen des Gebiets in chemischer und petrologischer Beziehung untersucht. Da diese Untersuchungen teilweise ganz selbständige Kapitel bilden und vielleicht in einzelnen Beziehungen Sachen von Interesse enthalten, habe ich mit der Veröffentlichung derselben nicht länger warten wollen. Die nachfolgenden Seiten enthalten in kurzgefasster Form einen Teil dieser Untersuchungen.

Die chemischen Analysen und die vielen Reisen, die für die Vermittlung dieser Arbeit notwendig waren, sind hauptsächlich durch Beiträge von «Den tekniske Høiskoles Fond», Trondhjem, ausgeführt worden. Ich übermittele dafür der Verwaltung des Fonds meinen ergebenen und tiefgefühlten Dank.

Die petrologischen Untersuchungen sind mit Hilfe eines Polarisationsmikroskops, Modell I, FUESS, und eines Theodolitmikroskops (nach E. von FEDOROW), LEISS, ausgeführt worden. Die Zusammensetzung der Plagioklasfeldspäte der verschiedenen Gesteine wurde teils durch Bestimmung der Brechungsexponenten, teils durch Bestimmung der Auslöschungswinkel orientierter Schnitte ermittelt. Als Referenztabellen wurden meistens die Tabellen von L. DUPARC und M. REINHARD (*La Détermination des Plagioclases dans les Coupes minces*, Genève 1924) angewandt.

Der Brechungsexponent des Kanadabalsams der im hiesigen geologischen Institut hergestellten Schlifflinien beträgt bei Zimmertemperatur 20° C etwa 1,537. Der Brechungsexponent scheint beim Altern der Schlifflinien nicht starken Schwankungen unterworfen zu sein.

Die chemischen Analysen sind nach den Methoden W. F. HILLEBRANDS (*The Analysis of Silicate and Carbonate Rocks*, Washington 1919), teilweise durch Angaben von J. JACOB modifiziert, ausgeführt worden. Der Gehalt an Verunreinigungen der in Betracht kommenden Reagenzien wurde immer von Zeit zu Zeit kontrolliert. Um möglichst genaue H₂O-Gehalte zu erhalten,

kam in den meisten Fällen bei den Wasserbestimmungen ein Verbrennungsofen zur Anwendung. Die Methode PENFIELDS (HILLEBRAND I c. S. 77) wurde nur ganz vereinzelt bei Kontrollbestimmungen verwendet.

Die chemischen Analysen I—IV, VII und IX—XVII sind von Ingenieur KR. KRISTOFFERSEN und die Analysen V, VI und VIII von Dozent M. RÄDER ausgeführt worden. Die Analyse X hat Ingenieur P. KERLOR ausgeführt.

Sämtliche der hier veröffentlichten Mineralberechnungen (Die Tabellen I—XVII an den Seiten 83—91) sind immer durch Berechnungen der Dichte verifiziert worden. Sie stimmen mit den mikroskopischen Untersuchungen der Dünnschliffe ausnahmslos überein.

Zuletzt möchte ich gern dem Präparator des Instituts, Herrn A. IVERSEN, für seine bereitwillige Hilfsleistung bei der Herstellung der vielen Dünnschliffe, Anschliffe und Mikrophographien meinen besten Dank aussprechen.

I.

ZUR PETROLOGIE DER KIESVORKOMMEN VON RÖROS.

Einleitung. Das Kupferwerk von Røros (A/S Røros Kobberverk) hat seit seiner Grundlegung im Jahre 1644 eine Reihe von Kupfergruben in der Umgegend der kleinen Bergstadt Røros getrieben. Die wichtigsten dieser Gruben sind die folgenden: Alte und Neue Storvarts Grube (und die anderen im Storvartsgebiet gelegenen Gruben: Hestekletten, Christianus Quintus, Nyberget, Alte und Neue Solskin), Kongens (Aarvedals) Grube, Christianus Sextus Grube und Mugg Grube [1].

Sämtliche dieser Gruben sind in örtlicher Beziehung eng mit Gabbrogesteinen, sogenannten Saussuritgabbros, verbunden und treten ausnahmslos in der regional-metamorphosierten kambrischen Gebirgsformation auf, zwar aber in sehr verschiedenen stratigraphischen Niveaus. Da sie ein klassisches Beispiel der «intrusiven Kieslagerstätten», die mit gabbroidalen Gesteinen verknüpft sind, bilden, haben die in der ganzen norwegischen Gebirgskette weitverbreiteten Kiesvorkommen dieses Typus den Namen «Rörostypus» erhalten (J. H. L. Vogt).

Sämtliche Vorkommen treten im Glimmerschiefer im Liegenden grösserer oder kleinerer Saussuritgabbrophacolite auf. Der Abstand vom Kontakt beträgt gewöhnlich 1—50 m, gelegentlich auch bedeutend mehr. Meistens kommen 2 oder mehrere Kieskörper im Liegenden eines einzigen Gabbrophacolits vor (Storvartsgebiet).

An den Stellen im Gebiet, wo deutlich markierte Faltungsachsen (Pitch) auftreten, ist die Form der Kieskörper ausnahmslos stock- oder linealförmig mit der Längsachse parallel zur Faltungsachse (Alte und Neue Storvarts Grube, Kongens Grube, Mugg Grube). An den Stellen aber, wo die deutlich markierten Faltungsachsen fehlen, ist die Form anscheinend völlig unregelmässig (Sextus Grube). Auch hier scheinen jedoch die Kleinformen der Gesteine eine Funktion der Faltungstektonik der betreffenden Stelle zu sein.

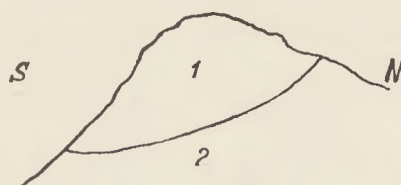


Fig. 1. Profil von Quintushögda.

1 = Gabbro.

2 = Glimmerschiefer.

Es hat ferner den Anschein, als ob die Kieskörper gewöhnlich in den lokal vorliegenden Synklinalen auftreten; dieses Verhältnis geht aus Fig. 1, wo sich die Kiesminerale nur im Süden angereichert finden, deutlich hervor.

Das wichtigste Erzmineral der Kiesvorkommen des Röröstypus ist Schwefelkies (Pyrit), er wird lokal von Magnetkies begleitet

(Alle Storvarts Grube) und unter Umständen völlig durch ihn ersetzt (Mugg Grube). Mit diesen Kiesmineralien zusammen tritt gewöhnlich Kupferkies in stark wechselnder Menge auf. Der Kupfergehalt der Kieskörper liegt in den meisten Fällen zwischen 1 und 4 ‰, er beträgt nur ausnahmsweise mehr als 6 ‰ (Neue Storvarts Grube).

Mit den betreffenden Kiesmineralien in inniger Weise vermischt, kommt im allgemeinen Zinkblende, zum Teil auch Bleiglanz, vor. In mehreren Fällen ist der Gehalt an Zinkblende grösser als der Gehalt an Kupferkies, unter Umständen beträgt der Zinkblendengehalt sogar 40—50 ‰ der gesamten Erzmasse (Alle Storvarts Grube).

Das überaus wichtigste Gangmineral ist Quarz. Neben ihm kommen mehr untergeordnet Chlorit, Biotit, Hornblende und Granat vor.

Der Eisengehalt der den Kiesmineralien (insbesondere dem Magnetkies) beigemengten Zinkblende ist sehr gross. Eine Durchschnittsanalyse der dunkelbraunen Zinkblende der Alten Storvarts Grube zeigt somit 15.36 ‰ Fe (= 24.14 ‰ FeS). Zum Vergleich sind die Eisengehalte verschiedengefärbter Zinkblenden verschiedener Lokalitäten unten angeführt (siehe auch [2]). Sämtliche dieser Analysen sind von KR. KRISTOFFERSEN ausgeführt worden.

1.	Zinkblende, hellgelb, Alaska	0.26 ‰ Fe
2.	Zinkblende, braun-hellbraun, Bensberg	1.80 . . .
3.	Zinkblende, schwarz, Cumberland	2.00 . . .
4.	Zinkblende, hellbraun, Hiltra	2.44 . . .
5.	Zinkblende, schwarz, Algier	6.79 . . .
6.	Zinkblende, schwarz, Nasafjeld	10.57 . . .
7.	Zinkblende, schwarz, Kafveltorp	11.52 . . .
8.	Zinkblende, schwarz, Kisbanya	11.54 . . .

Die analysierten Stücke repräsentieren keine Durchschnittsproben der respektiven Lokalitäten, sie sind in ganz zufälliger

Weise ausgewählt worden. Die Nummern 5, 6 und 7 sind mir gütigst von Riksmuseet, Mineralogiska Avdelning, Stockholm, durch Herrn Dr. N. ZENSÉN zugestellt worden; die anderen Nummern finden sich im hiesigen geologischen Institut.

Die chalkographischen und röntgenographischen Untersuchungen der betreffenden Zinkblendeindividuen ergeben, das ZnS und FeS (in den oben angeführten Gewichtsverhältnissen) Mischkrystalle bilden. Die Länge des Elementarkubus scheint, wie auch F. RINNE und V. M. GOLDSCHMIDT bemerkt haben ([3] S. 235, [4] S. 89), mit dem Eisengehalt nicht zu variieren.

a (Zinkblende der Alten Storvarts Grube) = $5,404 \pm 0,005 \text{ \AA}$ (H. BRÆKKEN).

Der Bleiglanzgehalt der verschiedenen Kiesvorkommen liegt meistens verhältnismässig niedrig. Der Silbergehalt des Bleiglanzes ist aber ganz bedeutend. Er beträgt nach mehreren neuen Analysen etwa $0.25-0.30 \%$.

Meistens treten die Kieskörper konkordant den Schiefnern auf; in vielen Fällen kommen aber in der unmittelbaren Nachbarschaft der Kieskörper kleinere Kiesapophysen vor, die die Nebengesteine durchqueren (Alte Storvarts Grube). Da sich auch die Kieskörper verschiedener stratigraphischen Niveaus unter Umständen vereinigen (Sextus Grube), lässt sich somit schon im voraus schliessen, dass die Kiesvorkommen von Røros keine typischen Sedimentbildungen repräsentieren.

Im Erzgebiet von Røros treten die Kieskörper nur ganz ausnahmsweise innerhalb der Gabbromassive auf (Lossius Grube, südlich des Storvartsgebiets); auch nur in ganz vereinzelt Fällen — wenn die Kieskörper gleich unterhalb der betreffenden Eruptivgrenze auftreten — scheinen die Grenzzone der Gabbromassive mit Kiesmineralien imprägniert zu sein. Aus diesem Umstand geht unmittelbar hervor, dass die Kiesvorkommen des Rørostypus auch keine typisch magmatischen Erzaussonderungen repräsentieren.

Dass die Kiesvorkommen aber in irgend einer Weise mit den in der Rørosgruppe weit verbreiteten, stark saussuritisierten Gabbrophacoliten in Verbindung stehen, lässt sich wohl aber heutzutage kaum mehr anzweifeln. Wir werden später, nach der Beschreibung der einzelnen Kiesvorkommen, noch einmal auf diese Frage zurückkommen.

Das Gebiet von Storvarts Grube. An der südwestlichen Seite von Quintushögda im Storvartsgebiet liegt die alte Grube Hestekletten, an der südöstlichen Seite dieser Anhöhe liegt Christianus Quintus. Durch Querschläge sind die beiden Gruben, die einen

gemeinsamen Kieskörper abbauen, in der Tiefe mit einander verbunden.

Der in Betracht kommende Kieskörper tritt, wie gewöhnlich, im Glimmerschiefer auf, im Liegenden eines mittelgrossen Gabbrophacoliths (Quintushögda). Der Abstand vom Kiesgang zum Gabbrokontakt beträgt in Hestekletten etwa 4 m, in Christianus Quintus etwa 13 m. Entweder tritt somit hier das Gabbrogestein oder der Kiesgang diskordant den Schiefen auf.

Der Glimmerschiefer des betreffenden Gebiets ist ein chloritführender Biotitglimmerschiefer; der petrologische Charakter des Schiefers ändert sich nur wenig am Kontakt des Gabbros und des Kieskörpers. Nur scheint der Chloritgehalt im allgemeinen in den Kontaktzonen des Kieskörpers grösser geworden zu sein. Das Einfallen des Glimmerschiefers am Gabbrokontakt ist rings um die kleine Anhöhe überall nach innen gerichtet.

Das Gabbrogestein von Quintushögda ist ein normalkörniger Saussuritgabbro. Endogene Kontaktwirkungen sind nicht nachweisbar. Der Mineralbestand ist folgender: Hornblende, Plagioklas, Klinozoisit, Chlorit und Quarz (Hauptgemengteile), Kalkspat und Titanit (Nebengemengteile).

Das Hornblendemineral kommt in verhältnismässig grossen, isometrischen Individuen vor. Die Grösse beträgt etwa 3—4 mm. Der Pleochroismus ist folgender: α = hellgelb bis farblos, β = blassgrün, γ = hell blaugrün. $2V =$ etwa 80° . Der optische Charakter ist negativ. $\angle c\gamma =$ etwa 16.5° .

Der Plagioklas tritt in kleinen, isometrischen Körnern auf. Er ist gewöhnlich nicht verzwillingt. Der An Gehalt beträgt etwa 8—10%.

Der Klinozoisit tritt sowohl in grösseren als auch in kleineren Individuen auf. Zum Teil kommt er auch in den Hornblendeindividuen in einer poikilitischen Weise vor. Zonarstruktur ist gewöhnlich vorhanden; der Kern ist immer eisenreicher als die Hülle.

Der Chlorit hat eine blassgrüne Farbe. Seine Interferenzfarben unter gekreuzten Nicols sind hellgrau.

Der Quarz spielt in quantitativer Beziehung eine untergeordnete Rolle. Er ist mit dem Plagioklas bis zum Verwechselln ähnlich.

Von den Nebengemengteilen spielt der Kalkspat die überaus wichtigste Rolle. Er scheint immer in verhältnismässig grosser Menge vorhanden zu sein. Der Titanit kommt in ganz kleinen Individuen, die gewöhnlich in grösseren Aggregaten angesammelt sind, vor. Die Farbe ist dunkelbraun.

Eine chemische Analyse des Saussuritgabbros von Quintushögda ist unten angeführt (siehe auch [5] S. 277).

Analyse des Saussuritgabbros von Quintushögda
(Analyse I).

SiO ₂	48.54	0/0
TiO ₂	1.16	-
Al ₂ O ₃	17.24	-
Fe ₂ O ₃	1.70	-
FeO	6.41	-
MnO	0.14	-
MgO	6.59	-
CaO	10.31	-
Na ₂ O	3.08	-
K ₂ O	0.08	-
P ₂ O ₅	0.06	-
CO ₂	1.78	-
S	0.05	-
H ₂ O + 105°	2.36	-
H ₂ O - 105°	0.10	-
	99.60	0/0

Dichte (d/18/41) = 2.923.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
118.5	25	40.5	27	7.5	0.02	0.59

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle I, Seite 83. Das Chloritmineral ist bei dieser Berechnung als Klinochlor in Rechnung gebracht. Dadurch erhält das Hornblendemineral die unten angeführte Zusammensetzung. Zum Vergleich wird auch die Zusammensetzung eines farblosen Hornblendeminerals des unterordovicischen Spilits in der Nähe von Frilsjøen angegeben ([6] S. 197).

	Das Hornblende- mineral des Saus- suritgabbros von Quintushögda.	Das Hornblende- mineral des Spi- lits von Frilsjøen.
SiO ₂	43.21	45.27
TiO ₂	1.08	2.02
Al ₂ O ₃	16.02	16.36
Fe ₂ O ₃	3.49	1.74
FeO	13.59	9.25

MnO	0.30 %	0.23 %
MgO	8.72 -	11.01 -
CaO	9.68 -	8.77 -
Na ₂ O	1.23 -	1.89 -
K ₂ O		0.17 -
H ₂ O	2.68 -	3.29 -
	100.00 %	100.00 %

Der normative Mineralbestand des Gesteins — auf 100 % umgerechnet — ist folgender:

Pyrit	0.10 %	
Apalit	0.15 -	
Ilmenit	2.37 -	
Magnetit	2.65 -	
Kalifeldspat	0.46 -	
Albit	28.05 -	} Ab ₄₆ An ₅₄
Anorthit	35.52 -	
Diopsid	5.73 -	
Hypersthen	24.10 -	
Quarz	0.87 -	
	100.00 %	

Beim Vergleich des modalen und normativen Mineralbestands des Gabbrogesteins von Quintushögda geht hervor, dass der Anorthitgehalt des primärmagmatischen Plagioklasminerals teils an der Hornblendebildung, teils auch an der Klinozoisit-Epidotbildung teilgenommen hat. Wohl wegen des niedrigen normativen Diopsidgehalts hat der Al₂O₃-Gehalt des modalen Hornblendeminerals eine ganz bedeutende Grösse erreicht. Die Chloritbildung, die in den effusiven Grünsteinen der Bymarkgruppe ein Zeichen der Aktinolisierung des Hornblendeminerals ist, findet sich somit hier anscheinend noch in einem Anfangsstadium.

In der Faciesklassifikation von P. ESKOLA ([7] S. 143) steht der Saussuritgabbro von Quintushögda ungefähr in der Mitte zwischen der Amphibolitfacies und der Grünsteinsfacies. Beim Studium der verschiedenen gabbroidalen Umwandlungsprodukte des Sulitelmaphacoliths hat TH. VOGT in seiner jüngst erschienenen Arbeit über das Sulitelmagebiet in das Schema von ESKOLA neue stabile Hauptfacies eingepasst ([8] S. 373). Dadurch hat die Faciesklassifikation anscheinend einen höheren Grad der Elasticität erreicht. Um die Kontinuität der ganzen Gesteinsserie aber nicht zu brechen, wurde VOGT gleichzeitig gezwungen,

zwischen mehrere der Hauptfacies instabile, aber weit verbreitete Übergangsfacies einzugliedern. So hat VOGT z. B. zwischen die Epidot-Amphibolitfacies, aus Albit, Hornblende, Epidot und Quarz bestehend, und die Aktinolit-Grünsteinsfacies, aus Albit, Aktinolit, Epidot, Chlorit und Quarz bestehend, in Übereinstimmung mit den tatsächlichen Verhältnissen, eine Übergangsfacies, die gleichzeitig aus Hornblende und Chlorit zusammengesetzt ist, eingeführt.

Der Saussuritgabbro von Quintushögda vertritt in dem neuen Klassifikationsschema die Epidot-Amphibolitfacies; da er aber auch durch die Mineralkombination Hornblende Chlorit charakterisiert ist, mag er vielleicht richtiger als ein Repräsentant der Übergangsfacies der Epidot-Amphibolitfacies und der Aktinolit-Grünsteinsfacies gelten.

In Hestekletten und Christianus Quintus kommen keine typischen Faltungsachsen zum Vorschein. Durch das naheliegende Gabbromassiv scheint die ganze Tektonik stark beeinflusst zu sein; das Resultat ist in den Hauptzügen ein trogförmiges Gebilde der kiesführenden Schieferhorizonte. Aus den Grubenkarten geht auch mit Deutlichkeit hervor, dass der jetzt abgebaute Teil der beiden Gruben in der Horizontalebene etwa kreisförmig geformt ist und nicht, wie es gewöhnlich der Fall ist, linealförmig gebildet. (Man darf wohl im allgemeinen annehmen, dass die Grubenkarten uns wenigstens eine Idee über die Form der betreffenden Erzlagstätte geben).

Die Kieskörper der Alten und Neuen Storvarts Gruben, die in einem stratigraphisch tieferen Niveau, etwa 100 m unterhalb des Kieskörpers Hestekletten-Christianus Quintus, auftreten, sind vielleicht in genetischer Beziehung gleichfalls mit dem Saussuritgabbro von Quintushögda verbunden. In Storvola, westlich von Klettjern, treten aber auch Reste eines Gabbrophacolits eines etwas tieferen Niveaus auf.

Wegen des grösseren Abstands der hier in Betracht kommenden Kieskörper und der Eruptivmassive kommen in den kiesführenden Schieferhorizonten der Storvarts Gruben typische und wohlentwickelte Faltungsachsen (in der Richtung E10°N) vor. Die Form der Grubenkarten ist in grossen Zügen linealförmig mit der Längsachse des Lineals zur Faltungsachse parallel.

Es hat den Anschein, als ob der Kieskörper der Alten Storvarts Grube stratigraphisch gleich unterhalb des Kieskörpers der Neuen Storvarts Grube (und gleichzeitig auch etwas gegen Süden verschoben) liegt. Da das Verhältnis zwischen den beiden Gruben aber von der Grubenverwaltung noch nicht endgültig festgelegt worden ist, werden wir diese Sache weiter nicht berühren.

Im Storvarts-gebiet treten an mehreren Stellen grössere und

kleinere Querfallen auf, die die Tektonik des Gebiets im Detail sehr stark komplizieren. Gleich östlich von Nyberget, die am östlichen Abhang von Quintushögda, ein wenig unterhalb des Kieskörpers Hestekletten-Christianus Quintus, gelegen ist, findet sich eine grosse N-S-gehende Querfalte, die an diesem Punkt den Kiesgang von Nyberget an die Tagesoberfläche emporrückt, um ihn gleich wieder weiter östlich in die Tiefe unter dem Namen Neue Solskin verschwinden zu lassen. Auch in der Grube Alte Solskin, die im Storvarts-gebiet am weitesten gegen Osten, etwa $1\frac{1}{2}$ km von Quintushögda entfernt, liegt, treten, nebst den Hauptfallen, mehrere Querfallen auf, die die Tektonik und die Form des betreffenden Kieskörpers ganz bedeutend komplizieren.

In einer der in diesem Kiesrevier vorliegenden vielen Berghalden wurden vor mehreren Jahren von M. RÄDER einige kugelförmige pyritführende Gebilde, die in einem normalen Kupfererz, aus Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende und Quarz bestehend, eingebettet lagen, gefunden [9]. Letzten Sommer wurden mir von den Ingenieuren des Werks aus den Berghalden des Betriebsschachts der Neuen Storvarts Grube mehrere ähnliche Gebilde verschiedener Grösse gebracht. Da solche kugelförmige Bildungen von Pyrit mitten im pyritfreien Erz ausserordentlich selten zu sein scheinen, habe ich unten eine kurze Zusammenfassung des Phänomens gegeben. (Wahrscheinlich bezieht sich die Bezeichnung HELLANDS «Svovlkis i større Krystaller, Terninger samt i kugleformige Masser med Hjørner af Terninger» ([10] S. 11) auf die hier in Betracht kommenden Kugeln; sonst findet sich, meines Wissens, in der älteren Literatur keine Erwähnung solcher Gebilde).

Der Durchmesser der Kugeln beträgt gewöhnlich 1—2 cm. Neben Pyrit treten in den Kugeln meistens folgende Mineralien ganz untergeordnet auf: Zinkblende, Quarz, Kalkspat, Biotit und Chlorit. Die Anordnung der Mineralien sind teils konzentrisch, teils radiell. Der Verband der Kugeln und des Kupfererzes ist in den meisten Fällen ganz schwach; die Kugeln können zum Teil mit der Hand herausgenommen werden.

Die kiesführenden, kugelförmigen Gebilde haben beim ersten Anblick grosse Ähnlichkeit mit den gewöhnlich vorkommenden Markasitaggregaten. Durch das Verhalten des Minerals im Anschliff unter gekreuzten Nicols [11] ist jedoch festgestellt worden, dass es sich in unserem Fall tatsächlich um Pyrit handelt. Durch röntgenographische Aufnahmen der kugelförmigen Gebilde (nach der DEBYE-SCHERRER-Methode) wurde gleichfalls die Identität des Minerals mit Pyrit bewiesen.

Um neue, noch nicht entdeckte, sondern eventuell vorhandene

Kiesvorkommen wirtschaftlicher Bedeutung zu finden, wurde im Sommer 1927 in mehreren Gebieten in der Nachbarschaft der alten Grubenreviere, insbesondere im Storvartsgebiet, mit der elektrischen Erdstrommethode nach M. MORTENSON gearbeitet.



Fig. 2. Geologische Karte über Quintushögda.
Punktiert: Gabbro; Weiss: Glimmerschiefer.

Diese Methode ist auf den natürlich vorkommenden Potentialdifferenzen, die sich an der Erdoberfläche finden, basiert [12]. Während dieser Arbeiten trat es deutlich hervor, dass keine der untersuchten Profile am nördlichen Abhang von Quintushögda (122, 124, 126 und 129 in Fig. 2) Potentialdifferenzen erkennen liessen, dass aber sämtliche Profile am südlichen Abhang (115, 119, 120, 121 in Fig. 2) ganz bedeutende Potentialdifferenzen gerade am Ausgehenden der betreffenden Kiesvorkommen zeigten.

Aus diesen Tatsachen geht jetzt mit Sicherheit hervor, dass

die Erzanreicherung im Liegenden des Gabbrophacolits von Quintushögda nur am Südende der Anhöhe stattgefunden hat, d. h. in dem lokal auftretenden Synklinal des in Betracht kommenden Gebiets.

Das Gebiet von Kongens Grube. Aus sämtlichen Grubenkarten von Kongens Grube geht eindeutig hervor, dass der Kieskörper dieser Grube fast über seine ganze Strecke unter den Resten eines grösseren Gabbrophacolits liegt.

Der Gabbro hat überall am unteren Kontakt ein amphibolitartiges Aussehen; die Farbe ist grünschwarz, die Textur ist schieferig. Das überaus wichtigste Mineral des Gesteins ist grüne Hornblende, daneben treten mehr untergeordnet Albit, Quarz, Titanit und Epidot auf.

Schon wenige Meter vom Kontakt wird die Schieferigkeit des Gesteins bedeutend weniger markant, um gleich nachher völlig zu verschwinden.

Das Gestein aus der Mitte des grössten Gabbromassivs (Gipfel von Aarvedalshögda) hat eine massige Textur; der Mineralbestand ist folgender: Hornblende, Plagioklas und Granat (Hauptgemengteile), Titanit, Quarz, Epidot, Magnetit und Kalkspat (Neben- und Übergemengteile).

Das Hornblendemineral ist zum überwiegenden Teil nadelförmig entwickelt, die Länge der Nadeln beträgt durchschnittlich 0.2—0.5 mm, die Breite etwa 0.03 mm. $2V =$ etwa 80° . Der optische Charakter ist negativ. Der Pleochroismus ist folgender: $\alpha =$ farblos bis hellgelb, $\beta =$ grün, $\gamma =$ blaugrün.

Der Plagioklas kommt unregelmässig im Gestein verteilt vor, zum wesentlichsten Teil in Adern und Nestern. Zwillingsstreifung fehlt völlig. Der An-Gehalt beträgt 10—20 %.

Der Granat tritt in deutlich idiomorphen Individuen, vom Rhombendodekaeder begrenzt, auf. Er ist im Dünnschliff völlig farblos. Einschlüsse kommen nur ganz untergeordnet vor.

Von den Nebengemengteilen spielt besonders der Titanit in quantitativer Beziehung eine wichtige Rolle. Der Quarz kommt dagegen gewöhnlich ganz untergeordnet vor. In mehreren Dünnschliffen tritt der Epidot völlig zurück. Der Kalkspatgehalt scheint sehr stark zu variieren.

Eine chemische Analyse des Gesteins ist unten angeführt.

Analyse des Gabbrogesteins von Kongens Grube (Analyse II).

SiO ₂	47.76 %
TiO ₂	3.28 -
Al ₂ O ₃	13.07 -

Fe ₂ O ₃	3.35 %
FeO	10.71 -
MnO	0.23 -
MgO	6.22 -
CaO	10.10 -
Na ₂ O	2.37 -
K ₂ O	0.37 -
P ₂ O ₅	0.30 -
CO ₂	0.77 -
S	0.20 -
H ₂ O + 105°	1.49 -
H ₂ O - 105°	0.05 -

100.27 %

Dichte (d 18/4 l) = 3.116.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
113.5	18	50	26	6	0.10	0.44

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle II. Der K₂O-Gehalt der Analyse ist in der Form von Kalifeldspat gerechnet, was wohl eigentlich nur zu einem gewissen Grad mit den tatsächlichen Verhältnissen übereinstimmt. Die Zusammensetzung des Hornblendeminerals wird dadurch:

Das Hornblendemineral des Gabbrogesteins von Kongens Grube.

SiO ₂	45.60 %
TiO ₂	1.30 -
Al ₂ O ₃	12.46 -
Fe ₂ O ₃	3.28 -
FeO	12.51 -
MnO	0.38 -
MgO	10.40 -
CaO	10.46 -
Na ₂ O	1.12 -
H ₂ O	2.49 -

100.00 %

Der normative Mineralbestand des Gesteins — auf 100 % umgerechnet — ist folgender:

Pyrit	0.39	%	
Apatit	0.73	-	
Magnetit	5.04	-	
Ilmenit	6.44	-	
Kalifeldspat	2.24	-	
Albit	20.72	-	} Ab ₄₇ An ₅₃
Anorthit	24.69	-	
Diopsid	16.46	-	
Hypersthen	19.80	-	
Quarz	3.49	-	
	100.00	%	

Beim Vergleich des modalen und normativen Mineralbestands des Gabbrogesteins von Kongens Grube geht deutlich hervor, dass sich bei der Metamorphose ein grosser Teil des Anorthitgehalts des primärmagmatischen Plagioklasminerals an der Hornblendebildung beteiligt hat. Nur ein ganz untergeordneter Teil hat zur Epidotbildung beigetragen.

Im Gebiet von Kongens Grube kommt ein hartes, quarzreiches und gewöhnlich auch hornblendeführendes Gestein in grösserer Menge vor. Da dieses Gestein besonders im Hangenden der Kieskörper mit charakteristischer Entwicklung auftritt, ist es schon von alters her in genetischer Verbindung mit den Kiesvorkommen gebracht worden. Es wird von den Bergleuten gewöhnlich «Haardart» (= Hartgestein) genannt ([13] S. 336).

Bei der geologischen Kartierung des Gebiets hat es sich indessen gezeigt, dass das harte quarz- und hornblendeführende Gestein einen ganz verbreiteten Gesteinstypus vertritt, und dass es in stetiger Wechsellagerung mit Glimmerschiefern verschiedenen Charakters auftritt. Besonders in den Einschnitten der alten Bahnlinie vom Bahnhof Tyvoll bis zur Grube hinauf kommt dieses Verhältnis deutlich zum Vorschein.

Als Resultat der geologischen Untersuchung geht hervor, dass das harte, quarzführende Gestein ein typisches Sedimentgestein stark schwankender Zusammensetzung ist. Und durch die chemischen Analysen des Gesteins ist diese Auffassung bestätigt worden.

Am meisten charakteristisch tritt dieses Gestein im alten Tagebruch gleich westlich des Mundlochs der Grube auf. Es ist hier als ein typischer Garbenschiefer entwickelt.

Der Mineralbestand ist folgender: Hornblende, Plagioklas, Quarz, Chlorit und Epidot-Klinozoisit (Hauptgemengteile), Granat, Eisenerz, Biotit und Rutil (Neben- und Übergemengteile).

Das Hornblendemineral tritt porphyroblastisch im Gestein auf. Zwillinge nach (100) als Zwillingfläche kommen gelegentlich vor. Die durchschnittliche Länge der Individuen beträgt etwa 1 cm. Das Hornblendemineral ist in optischer Beziehung dem Hornblendemineral des Gabbrogesteins (Kongens Grube) bis zum Verwechseln ähnlich.

Der Plagioklas tritt gewöhnlich in isometrischen, zum Teil nach dem Albitgesetz verzwilligten Körnern auf. Der An-Gehalt beträgt 5—10 %.

Der Quarz tritt meistens in isometrischen Körnern von etwa derselben Grössenordnung auf. Der Durchmesser liegt durchschnittlich um 0.05 mm.

Der Chlorit kommt gewöhnlich in ganz kleinen Schuppen vor. Seine Interferenzfarbe unter gekreuzten Nicols ist dunkelgrau bis schwarz.

Der Epidot kommt immer in kleinen Individuen, gleichmässig im Gestein verteilt, vor.

Von den Nebengemengteilen scheint der Granat die wichtigste Rolle zu spielen. Der Biotit tritt meistens nur in Spuren auf, er ist teilweise chloritisiert.

Die Textur ist massig. Die Struktur ist porphyroblastisch. Die Korngrösse des Grundgewebes ist starken Schwankungen unterworfen.

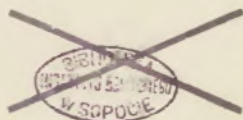
In mehreren Dünnschliffen dieses Gesteins fehlt das Hornblendemineral völlig; gleichzeitig ist der Biotitgehalt ganz bedeutend geworden. Der Quarz- und der Plagioklasgehalt scheint gleichfalls stark zu variieren (zum Teil auch der An-Gehalt des auftretenden Plagioklasminerals). Unter Umständen hat das Gestein ein völlig quarzartiges Aussehen.

Von diesem Gestein liegt nur eine einzige zuverlässige Analyse vor [14]. Es erschien mir auch von Interesse, die chemische Zusammensetzung des oben beschriebenen, typisch entwickelten Garbenschiefers vom Tagebau westlich des Mundlochs kennen zu lernen. Ich habe deshalb eine chemische Analyse des Gesteins dieser Lokalität ausführen lassen. Zum Vergleich ist die Analyse in der oben referierten Arbeit [14] angeführt.

	Analyse des Garbenschiefers von Kongens Grube (Analyse III).	Analyse des Garbenschiefers von Kongens Grube [14].
SiO ₂	70.35 %	59.19 %
TiO ₂	0.78 -	—
Al ₂ O ₃	11.64 -	15.45 - (incl. TiO ₂)
Fe ₂ O ₃	2.05 -	1.40 -

D. K. N. V. S. Skrifter 1928. 1.

2



FeO	3.95 %	6.40 %
MnO	0.09 -	0.31 -
MgO	2.69 -	4.71 -
CaO	3.03 -	3.52 -
Na ₂ O	2.95 -	3.50 -
K ₂ O	0.31 -	1.18 -
P ₂ O ₅	0.12 -	0.22 -
C	0.05 -	—
S	0.07 -	0.04 -
H ₂ O + 105°	1.59 -	2.70 -
H ₂ O — 105°	0.06 -	
	99.73 %	99.87 %

Dichte (d/18/4/1) = 2.780.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI werden die Gesteine folgendermassen charakterisiert:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Analyse III	317.5	31	40.5	14.5	14	0.07	0.45
[14]	192	29.5	45	12	13.5	0.18	0.51

Aus den obenstehenden Zahlenwerten geht mit Sicherheit hervor, dass das harte quarz- und hornblendeführende Gestein der Umgegend von Kongens Grube ein etwas sandiges und kalkiges, unreines Tonsediment repräsentiert (siehe auch [15]).

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle III (Seite 84). Die Zusammensetzung des Epidots entspricht bei dieser Berechnung etwa der Zusammensetzung des Epidots von Zillertal. Dem Chloritmineral ist die Zusammensetzung eines Prochlorits beigelegt worden.

Der Prochlorit des Garbenschiefers.

SiO ₂	27.00 %
Al ₂ O ₃	25.00 -
FeO	17.50 -
MgO	18.50 -
H ₂ O	12.00 -

100.00 %

Dadurch erhält das Hornblendemineral des Gesteins die unten angeführte Zusammensetzung. Zum Vergleich ist auch die Zusammensetzung eines analysierten Hornblendeminerals von Sommerkiv, Vinnes, Bergensgebiet, angeführt ([16] S. 20).

	Das Hornblende- mineral des Gar- benschiefers.	Das Hornblende- mineral von Som- merkiv.
SiO ₂	45.00 %	44.35 %
TiO ₂	—	0.08 -
Al ₂ O ₃	13.00 -	12.28 -
Fe ₂ O ₃	3.50 -	3.46 -
FeO	15.50 -	15.65 -
MnO	0.90 -	0.15 -
MgO	6.60 -	7.39 -
CaO	11.25 -	12.95 -
Na ₂ O	2.50 -	1.43 -
K ₂ O	—	0.07 -
H ₂ O + 105°	1.75 -	1.54 -
H ₂ O — 105°	—	0.14 -
	100.00 %	100.03 %

Im Liegenden des Kieskörpers (Kongens Grube), zum Teil auch im Hangenden, gleich unterhalb des oben beschriebenen Garbenschiefers, tritt an vielen Stellen ein weicher, phyllitartig entwickelter Glimmerschiefer auf.

Der Mineralbestand ist folgender: Muscovit, Chlorit und Quarz (Hauptgemengteile), Biotit, Erzminerale und Rutil (Neben- und Übergemengteile).

Der Muscovit kommt in grossen Schuppen, gleichmässig im Gestein verteilt, vor. Der Durchmesser der einzelnen Individuen beträgt durchschnittlich mehrere mm.

Der Chlorit tritt gleichfalls blätterförmig auf. Die Farbe des Minerals ist hellgrün, die Interferenzfarben unter gekreuzten Nicols sind grau.

Der Quarz tritt gewöhnlich in isometrischen Körnern gleichmässiger Grösse auf. Der Durchmesser liegt meistens um 0.2—0.3 mm.

Von den Nebengemengteilen spielt besonders der Magnetkies unter Umständen eine wichtige Rolle.

Die Gesteinsstücke, die zur chemischen Analyse verwendet wurden, sind im Transportstollen, 500 m vom Mundloch, gesammelt worden.

Analyse des Glimmerschiefers von Kongens Grube
(Analyse IV).

SiO ₂	54.34 %
TiO ₂	1.00 -
Al ₂ O ₃	18.26 -
Fe ₂ O ₃	1.76 -
FeO	8.42 -
MnO	0.12 -
MgO	5.61 -
CaO	0.16 -
Na ₂ O	0.33 -
K ₂ O	3.87 -
P ₂ O ₅	0.12 -
C	0.07 -
S	1.96 -
H ₂ O + 105°	4.20 -
H ₂ O - 105°	0.09 -
	100.31 %

Dichte (d/18/4l) = 2.847.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
177.6	35.5	55	0.5	9	0.89	0.50

Bei der Mineralberechnung, die sich aus Tabelle IV an Seite 84 ergibt, wird die Zusammensetzung des Muscovits und des Biotits mit den unten angegebenen Werten in Rechnung gebracht.

	Der Muscovit des Glimmerschiefers.	Der Biotit des Glimmerschiefers.
SiO ₂	45.19 %	39.00 %
Al ₂ O ₃	37.45 -	14.50 -
Fe ₂ O ₃	—	4.50 -
FeO	—	9.00 -
MgO	—	20.00 -
Na ₂ O	1.00 -	0.50 -
K ₂ O	11.44 -	10.00 -
F	—	1.50 -
H ₂ O	4.92 -	1.00 -
	100.00 %	100.00 %

Dadurch erhält der Chlorit die unten angeführte Zusammensetzung. Zum Vergleich ist die Zusammensetzung des Prochlorits von Dragset angeführt.

	Der Chlorit des Glimmerschiefers.	Der Prochlorit von Dragset.
SiO ₂	26.89 %	26.97 %
Al ₂ O ₃	23.68 -	24.24 -
Fe ₂ O ₃	—	0.23 -
FeO	19.66 -	19.79 -
MnO	0.46 -	0.29 -
MgO	19.19 -	18.63 -
Na ₂ O	—	0.10 -
K ₂ O	—	0.04 -
H ₂ O	10.12 -	9.71 -
	100.00 %	100.00 %

Die Chloritbildung der Sedimente im Gebiet von Kongens Grube ist mit Sicherheit sekundär und anscheinend am stärksten in der unmittelbaren Nähe des Kieskörpers. (Im Storvartsgebiet scheint auch — wie schon früher erwähnt — die Chloritbildung der Sedimente am stärksten in den Kontaktzonen der vorhandenen Kieskörper zu sein). Das Chloritmineral kommt deshalb bei der Festlegung der metamorphen Facies des Gebiets nicht in Betracht.

Die untenstehende Zusammenstellung gibt eine Übersicht des Mineralbestands der auftretenden Haupttypen.

Gabbro	Garbenschiefer
Quarz (wenig)	Quarz (viel)
Albit (mit wenig Anorthit)	Albit
Hornblende (viel)	Hornblende
Granat	Granat
Epidot (wenig)	Epidot
	(Biotit)

Der Gabbro und der Garbenschiefer repräsentieren somit im Klassifikationsschema nach TH. VOGT beziehungsweise die Epidot-Amphibolitfacies und die Hornblende-Almandin-Epidot-Schieferfacies.

Da die beiden Gesteinstypen überall im Gebiet mit einander zusammen vorkommen, werden wir in ganz empirischer Weise gezwungen, die beiden in Betracht kommenden Gesteinsfacies in

metamorpher Beziehung parallelzustellen. Dieses Verhältnis geht auch aus der von TH. VOGT angegebenen Korrelationstabelle, in der die verschieden eruptiven und sedimentären Gesteinsfacies zusammengestellt sind, hervor ([8] S. 442).

Diskussion der genetischen Verhältnisse. Wie schon eingangs erwähnt, sind die Kiesvorkommen im Rörosgebiet mit den gabbroidalen Gesteinen in einer solchen Weise örtlich verbunden, dass die genetische Beziehung der Kieslagerstätten zu diesen Gesteinen kaum mehr angezweifelt werden kann. Über die Art dieser Beziehung herrschen aber noch heute eine Reihe verschiedener Anschauungen.

Von den meisten Geologen werden die Kieslagerstätten des Röstypus wohl fortwährend als magmatische Intrusionsprodukte gedeutet [13]. Neuerdings sind aber auch andere Hypothesen über die Bildung dieser Lagerstätten hervorgegangen. So hat J. BRAASTAD im Jahre 1923 [17] seine Ansichten über die Genesis der Röstvorkommen in folgender Weise zusammengefasst: «Die unmittelbare Injektion einer schmelzflüssigen Sulfidmasse kommt nach den Untersuchungen und Beobachtungen nicht in Frage, vielmehr kann nur eine Entstehung durch Zuführung und Ausfällung aus heissen, wässerigen Lösungen das geologische Auftreten und den mineralogischen Aufbau dieser Vorkommen, sowie die Strukturverhältnisse ihrer Erze, in befriedigender Weise erklären».

Die japanischen kupferhaltigen Schwefelkiesvorkommen, die wohl in mehreren Beziehungen den norwegischen Kiesvorkommen des Rösttypus völlig ähneln, sind ganz neulich von TAKEO KATO beschrieben worden ([18] S. 76). Seine Ansichten über die genetischen Verhältnisse der Vorkommen fasst er in folgender Weise zusammen: «Most of the cupriferous pyritic deposits of Japan are of hydrothermal metasomatic origin, accompanied by more or less fissure filling and impregnation, although they are of various geological ages and are related genetically to diverse igneous rocks, either basic or acidic. That they all have a similar character so that they may be designated by the general name of cupriferous pyritic deposits is due, principally, to the fact that the country rocks were subjected to similar dynamic processes, which continuously took place before and during, and even after, the formation of the deposits. In other words, the metallization represents in most cases the latest phase of the igneous activity accompanying the great crustal movements which continued till after the ending of the formation of the ore deposits. None of the Japanese deposits can be ex-

plained as an injected sulphidic partial magma differentiated from the gabbroic magma*.

Die Ansichten BRAASTADS über die Genesis der kupferhaltigen Schwefelkiesvorkommen der kaledonischen Gebirgskette decken sich somit fast völlig mit denjenigen KATOS über die Genesis der Vorkommen derselben Art in den Sambagawa-Serien der präkambrischen Gebirgskette Japans.

Dünnschliffe und Anschliffe, die ich von Erzproben verschiedener Vorkommen des Rösorgebiets habe ausführen lassen, bestätigen völlig, dass metasomatische Prozesse bis zu einem gewissen Grad bei der Erzbildung stattgefunden haben. Das Kiesvorkommen von Klasberget (im Storsvartsgebiet) scheint in dieser Beziehung besonders lehrreich zu sein. Granat, Chlorit, Biotit, Quarz, Magnetkies und Kupferkies kommen hier zusammen vor. Der Granat tritt völlig idiomorph in der Form des Rhombendodekaeders auf; in Spalten und Rissen des Minerals sind die Kiesmineralien jedoch zuweilen tropfenförmig eingedrungen. Es hat ferner den Anschein, als ob der grösste Teil des ursprünglich vorhandenen Biotits von den Kiesmineralien angefressen oder verdrängt worden ist, während sich gleichzeitig eine Chloritisierung (durch Wasserzufuhr) abgespielt hat. Auch in dem einzigen Kiesvorkommen des Gebiets, das innerhalb der Gabbromassive auftritt (Lossius Grube), sind die Silikatmineralien des Gabbrogesteins teilweise von den Kiesmineralien angefressen worden. Dieses Verhältnis scheint somit gesetzmässig zu sein.

Unter den Erzmineralien der Kiesvorkommen lässt sich, wie auch aus der Literatur eindeutig hervorgeht, immer eine bestimmte Krystallisationsreihe der in Betracht kommenden Sulfide nachweisen:

1. Schwefelkies (Pyrit)
2. Zinkblende
3. Magnetkies
4. Kupferkies

Der Mineralbestand der Nebengesteine scheint jedoch in den meisten Fällen, schon bevor die Erzbildung eingeleitet wurde, in ihren Hauptzügen ausgeformt zu sein.

Beim Vergleich der chemischen Zusammensetzung der kiesführenden Gabbros verschiedener Lokalitäten der Gebirgskette mit der chemischen Zusammensetzung der nickel-magnetkiesführenden Norite Norwegens [19] ergibt sich, dass in chemischer Beziehung im grossen und ganzen kein bedeutender Unterschied zwischen den beiden Gesteinstypen vorhanden ist. Daraus geht die sehr interessante Tatsache hervor, dass die kiesführenden

Gabbros in Bezug auf den Chemismus keine wohldefinierte oder charakteristische Gruppe gabbroidaler Gesteine bilden.

Da die Kiesvorkommen unter Umständen (aber verhältnismässig selten) innerhalb der begleitenden Gabbromassive auftreten, immer gefaltet sind und wohl im allgemeinen nach der Ausformung der Glimmerschiefer und der Gabbrogesteine gebildet worden sind, werden wir gezwungen, anzunehmen, dass — wie KATO schreibt — «the metallization represents in most cases the latest phase of the igneous activity accompanying the great crustal movements which continued till after the ending of the formation of the ore deposits».

Als eine unmittelbare Folge dieser Verhältnisse ergibt sich, dass die Saussuritisierung — eventuell auch die Amphibolitisierung — der Gabbrogesteine in einem frühzeitigen Stadium der Orogenese stattgefunden haben. Sie sind, wie GOLDSCHMIDT in Bezug auf den Saussuritierungsprozess hervorgehoben hat ([20] S. 8), vielleicht teilweise primärmagmatischer Natur (sie haben in der «hydrothermalen Phase der Gesteinsverfestigung» abgespielt).

Aus der obenstehenden Darstellung geht somit hervor, dass die Kieskörper des in der ganzen Gebirgskette allgemein verbreiteten Rörostypus, aller Wahrscheinlichkeit nach, aus wasserreichen Kiesmagmen oder einer Art «Sulfidlösungen», die mit gabbroidalen Gesteinen genetisch verbunden waren, gebildet worden sind (siehe auch [20]), und dass die in mehreren Beziehungen charakteristische Formentwicklung dieses Typus mit der Tektonik des betreffenden Gebiets in ursächlichem Zusammenhange steht

II.

METAMORPHE FACIES NORMALPELITISCHER SEDIMENTE.

Die Mühlsteine. Zwischen dem südlichen Abhang des Gebirges Skarven, nördlich vom Garbergfluss im Kirchspiel Selbu, und der südwestlichen Böschung von Bukhammeren im Kirchspiel Holtaalen liegen die altbekannten Selbuschen Mhlsteinsbrche, die seit alters her von den Einwohnern der betreffenden Täler als eine Art Hausindustrie getrieben worden sind ([21] S. 450).

In der Mitte des vorigen Jahrhunderts hatte diese Industrie ihre Blütezeit. Nachdem aber nach und nach billige ausländische Mühlsteine in den Handel gekommen sind, ist naturgemäss die mühsame Hochgebirgsindustrie der Selbuschen Bergleute mehr in den Hintergrund getreten. Vor 30 Jahren wurden noch 12 Mhlsteinsbrche, auf der oben erwähnten Strecke verteilt, getrieben; heutzutage ist der Betrieb in sämtlichen Brüchen völlig eingestellt.

Einer der grössten und besten der Selbuschen Mhlsteinsbrche ist der Steinbruch von Kvittytan, etwa 25 km östlich von Selbusj gelegen. Die unten beschriebenen Mhlsteinsproben rhren alle von diesem Bruche her.

Der Mühlstein ist in petrologischer Beziehung ein Granat-Staurolith-Glimmerschiefer; da die Granat-Staurolith-Mineralien im Gestein an Warzen erinnern, wurde der Mühlstein von den Arbeitern gewöhnlich Warzenstein (norwegisch: Tylstein) genannt.

Die Streichrichtung der Schiefer bei Kvittytan ist N-lich, das Einfallen ist steil gegen W. Typisch entwickelte Mühlsteine wechsellagern hier mit ordinären Glimmerschiefern, in denen weder Granat noch Staurolith zur Entwicklung gekommen ist.

Der Mineralbestand eines typisch entwickelten Mühlsteins ist folgender: Plagioklas, Biotit, Quarz, Staurolith und Granat

(Hauptgemengteile), Chlorit, Disthen, Titanit und Pyrit (Nebengemengteile).

Der Plagioklas bildet meistens mittelgrosse, isometrische Körner von polygonaler Form. Sehr oft fehlt jede Zwillingsstreifung; Periklin-Lamellierung scheint jedoch oft vorhanden zu sein.

Der Biotit ist einer der wichtigsten Bestandteile der Mühlsteine. Er tritt gewöhnlich in verhältnismässig grossen und dicken Tafeln (nach der Basisfläche) auf. Der Pleochroismus ist folgender: $\alpha =$ farblos, $\beta = \gamma =$ kastanienbraun. Der Achsenwinkel, $2V$, ist ganz klein. Der optische Charakter ist negativ.

Der Quarz kommt gewöhnlich in ganz bedeutender Menge vor. Die Körner sind in den meisten Fällen von isometrischer Gestalt, mehr oder weniger abgerundet.

Der Staurolith tritt in den Mühlsteinen gewöhnlich in kurzprismatischen Individuen auf. Der Durchmesser der Körner liegt meistens zwischen einigen cm und einigen mm. Der Pleochroismus ist folgender: $\alpha =$ hellgelb, $\beta =$ hellgelb, $\gamma =$ gelb (intensiv). Die Lichtbrechung ist stark; die Doppelbrechung ist verhältnismässig schwach. Der Achsenwinkel, $2V =$ etwa 85° . Der optische Charakter ist positiv. Die Achsendispersion ist merkbar, $\rho > \nu$. Zwillinge nach den Flächen (032) und (232) als Zwillingsflächen sind mit Hilfe des Universalmikroskops nachgewiesen worden:

	α	β	γ	Zwillingsfläche
Pol der Zwillingsachse	60°	$44\frac{1}{2}^\circ$	$60\frac{1}{2}^\circ$	(232)
Pol der Zwillingsachse	44°	90°	46°	(032)

Die Staurolithindividuen sind immer von Einschlüssen (hauptsächlich Quarz) poikilitisch durchlöchert; die Randzonen sind jedoch meistens völlig einschlussfrei.

Der Granat kommt gewöhnlich in farblosen, idiomorph entwickelten Individuen vor. Der Durchmesser der Körner beträgt durchschnittlich einige mm. Einschlüsse von Quarz sind immer reichlich vorhanden. Der Granat ist optisch isotrop.

Der Chlorit tritt in den Mühlsteinen gewöhnlich ganz untergeordnet auf. Er kommt immer in einer diaphoritischen Weise vor. Der Pleochroismus ist folgender: $\alpha =$ farblos, $\beta = \gamma =$ hellgrün. Die Doppelbrechung ist mit Hilfe des Universaloku-

lars gemessen: $\gamma \div \alpha = 0.008$. Der Achsenwinkel, $2V =$ etwa 0° . Der optische Charakter ist positiv.

Der Disthen kommt in farblosen Stengeln, gewöhnlich ganz untergeordnet vor. Das Mineral zeigt deutliche Spaltbarkeit nach 2 verschiedenen Richtungen (parallel zur Längsachse). Die Lichtbrechung ist stark, die Doppelbrechung ist schwach. Der Achsenwinkel, $2V =$ etwa 80° . Der optische Charakter ist negativ. Die Achsendiffusion ist deutlich, $\rho > \nu$.

Die anderen Nebengemengteile spielen in quantitativer Beziehung nur eine ganz untergeordnete Rolle.

Die Textur ist schieferig; die Struktur ist krystalloblastisch-granoblastisch. Die mittlere Korngrösse beträgt in den meisten Mülsteinen etwa 0.1—0.2 mm. Quarzärmere und quarzreichere Lagen kommen in stetiger Wechsellagerung vor.

Kataklastische Phänomene sind nur ganz untergeordnet vorhanden; am Quarz lassen sich jedoch gelegentlich Druckwirkungen nachweisen.

Es erschien mir von Interesse, die chemische Zusammensetzung der Selbuschen Mülsteine kennen zu lernen. Ich habe deshalb 2 Analysen solcher Gesteine ausführen lassen. Die beiden Gesteine repräsentieren beziehungsweise einen quarzreichen, in technischer Beziehung minderwertigen Mülstein, und einen quarzarmen, sehr typischen Mülstein bester Qualität.

Analyse des quarzreichen Mülsteins (Analyse V).

SiO ₂	66.17 %
TiO ₂	0.87 -
Al ₂ O ₃	13.35 -
Fe ₂ O ₃	0.49 -
FeO	5.17 -
MnO	0.06 -
MgO	4.57 -
CaO	2.25 -
Na ₂ O	1.97 -
K ₂ O	2.90 -
P ₂ O ₅	0.12 -
CO ₂	Spuren
S	0.24 -
H ₂ O + 105°	1.40 -
H ₂ O - 105°	0.24 -
	<hr/>
	99.80 %

Dichte (d/18/4/1) = 2.789.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
258	31	45	9.5	14.5	0.49	0.59

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle V, Seite 85. Die Zusammensetzung des Granats entspricht bei dieser Berechnung derjenigen des Granats in der Stavangerarbeit von V. M. GOLDSCHMIDT ([22] S. 69, Analyse IV). Der Staurolith ist mit der unten angegebenen Durchschnittszusammensetzung in Rechnung gebracht.

Durchschnittszusammensetzung des Stauroliths.

SiO ₂	29	0,0
Al ₂ O ₃	52	-
Fe ₂ O ₃	2	-
FeO	13	-
MgO	2.5	-
H ₂ O	1.5	-
	<hr/>	
	100.00	0/0

Dadurch erhält der Biotit des Gesteins die untenstehende Zusammensetzung.

Der Biotit des quarzreichen Mühlsteins.

SiO ₂	38.71	0/0
Al ₂ O ₃	19.47	-
Fe ₂ O ₃	0.25	-
FeO	10.73	-
MgO	15.54	-
CaO	0.32	-
K ₂ O	10.17	-
H ₂ O	4.81	-
	<hr/>	
	100.00	0/0

Die Analyse des quarzarmen, typischen Mühlsteins (von Kvittlytan) ist unten angefehrt.

Analyse des quarzarmen Mühlsteins (Analyse VI).

SiO ₂	60.32 %
TiO ₂	0.87 -
Al ₂ O ₃	16.18 ;
Fe ₂ O ₃	2.11 -
FeO	5.99 -
MnO	0.10 -
MgO	5.50 -
CaO	1.54 -
Na ₂ O	1.43 -
K ₂ O	3.69 -
P ₂ O ₅	0.18 -
CO ₂	0.06 -
S	0.04 -
H ₂ O + 105°	1.41 -
H ₂ O - 105°	0.35 -
	99.77 %

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
202	32	50	5.5	12.5	0.63	0.55

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle VI. Die Zusammensetzung des Granats und des Stauroliths entspricht bei dieser Berechnungsweise der Zusammensetzung dieser beiden Mineralien im quarzreichen Mühlstein. Dadurch erhält der Biotit die unten angefehrt Zusammensetzung. Zum Vergleich ist die Zusammensetzung des Biotits des quarzreichen Mühlsteins angegeben.

	Der Biotit des quarzarmen Mühlsteins.	Der Biotit der quarzreichen Mühlsteins.
SiO ₂	38.70 %	38.71 %
TiO ₂	1.60 -	—

Al ₂ O ₃	17.90 %	19.47 %
Fe ₂ O ₃	4.95 -	0.25 -
FeO	9.63 -	10.73 -
MnO	0.13 -	—
MgO	13.91 -	15.54 -
CaO	—	0.32 -
K ₂ O	9.71 -	10.17 -
H ₂ O	3.47 -	4.81 -
	100.00 %	100.00 %

Im Steinbruch von Kvittytan treten an mehreren Stellen zwischen den mehr oder weniger typisch entwickelten Mühlsteinslagen dünne Bänke, aus Muscovit-Biotit-Schiefer bestehend, auf.

Der Mineralbestand des Muscovit-Biotit-Schiefers ist folgender: Muscovit, Biotit, Plagioklas und Quarz (Hauptgemengteile), Titanit, Magnetit und Apatit (Neben- und Übergemengteile).

Der Muscovit tritt porphyroblastisch im Gestein auf. Die Basisfläche des Minerals kommt in den meisten Fällen anscheinend völlig unabhängig zur Texturfläche des Gesteins vor. Der Muscovit spielt in quantitativer Beziehung eine verhältnismässig untergeordnete Rolle.

Der Biotit ist, neben Plagioklas und Quarz, der wichtigste Bestandteil des Gesteins. Der Pleochroismus ist folgender: $\alpha =$ hellgelb (fc04), $\beta = \gamma =$ dunkelbraun (oh08). Der Achsenwinkel ist ganz klein. Der optische Charakter ist negativ.

Der Plagioklas kommt gewöhnlich in isometrisch entwickelten Körnern vor. Zwillingsbildung scheint in den meisten Fällen zu fehlen. Der An-Gehalt beträgt etwa 20—22 %.

Der Quarz ist, wie der Plagioklas, meistens isometrisch entwickelt. Der Durchmesser der Körner beträgt durchschnittlich etwa 0.05—0.1 mm

Die Textur ist schieferig; die Struktur ist kristalloblastisch, granoblastisch-lepidoblastisch. Die Korngrösse der Porphyroblasten beträgt im Durchschnitt 0.5—1 mm. Die Korngrösse der Mineralien des Grundgewebes liegt meistens um 0.1 mm.

Kataklastische Phänomene kommen nicht deutlich zum Vorschein. Undulöse Auslöschung am Quarz ist jedoch gelegentlich vorhanden.

Eine chemische Analyse des Gesteins ist unten angeführt.

Analyse des Muscovit-Biotit-Schiefers (Analyse VII).

SiO ₂	59.50	0/0
TiO ₂	0.72	-
Al ₂ O ₃	18.09	-
Fe ₂ O ₃	1.62	-
FeO	5.75	-
MnO	0.09	-
MgO	3.60	-
CaO	2.28	-
Na ₂ O	3.40	-
K ₂ O	3.40	-
P ₂ O ₅	0.10	-
CO ₂	0.04	-
S	0.20	-
H ₂ O + 105°	1.08	-
H ₂ O - 105°	0.05	-
		99.92 0/0

Dichte (d/18/4,1) = 2.787.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
202	36	37	8.5	18.5	0.40	0.49

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle VII. Die Zusammensetzung des Muscovits entspricht bei dieser Berechnung der theoretischen Zusammensetzung des Minerals. Dadurch erhält der Biotit die unten angegebene Zusammensetzung. Zum Vergleich ist daneben die Zusammensetzung des Biotits des quarzreichen und des quarzarmen Mühlsteins angeführt.

Der Biotit des Muscovit-Biotit-Schiefers.	Der Biotit des quarzreichen Mühlsteins.	Der Biotit des quarzarmen Mühlsteins.
SiO ₂ 36.16 0/0	38.71 0/0	38.70 0/0
TiO ₂ —	—	1.60 -
Al ₂ O ₃ 23.30 -	19.47 -	17.90 -
Fe ₂ O ₃ 2.01 -	0.25 -	4.95 -

FeO	16.30 %	10.73 %	9.63 %
MnO	0.27 -	—	0.13 -
MgO	10.79 -	15.54 -	13.91 -
CaO	0.21 -	0.32 -	—
K ₂ O	8.41 -	10.17 -	9.71 -
H ₂ O	2.55 -	4.81 -	3.47 -
	100.00 %	100.00 %	100.00 %

Die NIGGLISCHEN Molekularwerte der beiden M \ddot{u} hlsteine und des Muscovit-Biotit-Schiefers sind unten zusammengestellt worden.

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Quarzreicher M \ddot{u} hlstein ..	258	31	45	9.5	14.5	0.49	0.59
Quarzarmer M \ddot{u} hlstein ...	202	32	50	5.5	12.5	0.63	0.55
Muscovit-Biotit-Schiefer ..	202	36	37	8.5	18.5	0.40	0.49

Aus den obenstehenden Zahlen geht jedoch nicht eindeutig hervor, warum im Muscovit-Biotit-Schiefer weder Granat noch Staurolith (oder Disthen) zur Entwicklung gekommen ist.

Um \ddot{u} ber das Auftreten der uns in dieser Beziehung interessierenden Mineralien orientiert zu werden, habe ich in der unten angegebenen Berechnungsweise die Feldspatminerale eliminiert. Es wird somit der Tonerdeanteil der Feldsp \ddot{a} te vom totalen Tonerdegehalt des Gesteins subtrahiert; dann werden die Molekularzahlen von diesem Rest, von [FeO + MgO] und von [K₂O] auf die Summe von 20 umgerechnet und mit beziehungsweise $\overset{ii}{\underset{ii}{\text{si}}}$, $\overset{ii}{\underset{ii}{\text{al}}}$ und k bezeichnet. In einem gleichseitigen Dreieck, dessen Ecken die hier angefuhrten Molekularzahlen repr \ddot{a} sentieren, lassen sich somit nach dieser Berechnungsweise (unter der Voraussetzung, dass \ddot{U} berschuss an SiO₂ und H₂O vorhanden ist) die Lage s \ddot{a} mtlicher Gesteine und der in Betracht kommenden Mineralien koordinativ festlegen (Fig. 3). Da FeO und MgO im Biotit, Almandin und Staurolith einander nicht unbegrenzt ersetzen k \ddot{o} nnen, ergibt sich aber (aus den chemigraphischen Beziehungen des Dreiecks), dass unter Umst \ddot{a} nden s \ddot{a} mtliche 4 der uns interessierenden Mineralien (Muscovit, Biotit, Almandin und Staurolith) gleichzeitig neben einander stabil auftreten k \ddot{o} nnen. Es geht ferner auch hervor, dass, unter den oben angefuhrten Verh \ddot{a} ltnissen, Disthen nicht mit Almandin und Staurolith in

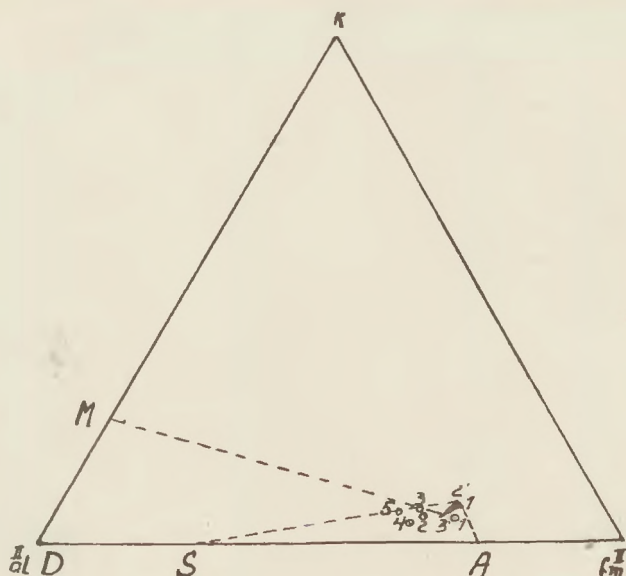


Fig. 3. Schwarzes Dreieck = das Biotitfeld. M = Muscovit.

D = Disthen. S = Staurolith. A = Almandin.

- 1 = quarzreicher Mühlstein, 1' = der Biotit dieses Gesteins.
 2 = quarzärmer Mühlstein, 2' = der Biotit dieses Gesteins.
 3 = Muscovit Biotit-Schiefer, 3' = der Biotit dieses Gesteins.
 4 = Stuedalsschiefer, Busjø.
 5 = Stuedalsschiefer, Hjerkin.

stabilem Verband auftreten kann. Wie aus dem Konzentrationsdreieck ersichtlich ist, wird der totale Mineralbestand im allgemeinen zu einem wesentlichen Teil eine Funktion der Zusammensetzung des vorhandenen Biotitminerals sein.

Die Stuedalsschiefer. An vielen Stellen im Trondhjemgebiet, in Tydalen, im Dovregebirge, auf dem Reisfeld etc. tritt ein sehr charakteristisch entwickelter Glimmerschiefer mit Biotitporphyroblasten auf. Dieser Schiefer hat schon längst von H. REUSCH ([23] S. 31) den Namen *Stuedalsschiefer* (in engerem Sinn) erhalten.

Der Mineralbestand des Stuedalsschiefers ist folgender: Biotit, Chlorit, Muscovit, Quarz und Plagioklas (Hauptgemengteile), Klinozoisit Epidot, Granat, Eisenerz und Apatit (Neben- und Übergemengteile).

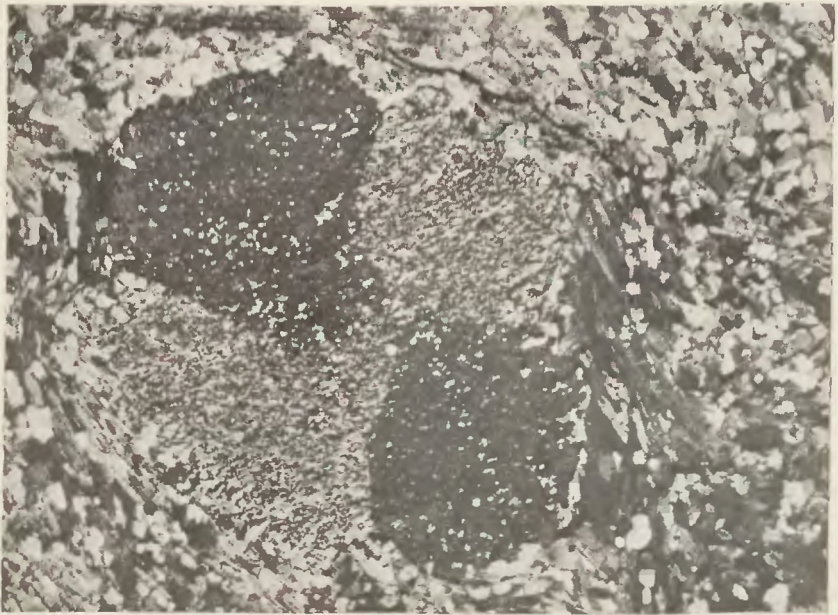


Fig. 4.S tauroolith. Zwilling nach (032), im Mühlstein, Kvittytan, Selbu. + N. 30:1.

Der Biotit tritt porphyroblastisch im Gestein auf. Die Basisfläche des Minerals kommt meistens anscheinend völlig unabhängig zur Texturfläche des Gesteins vor. Die Individuen sind gern lappig und von Quarzeinschlüssen poikilitisch durchlöchert. Insbesondere die Randzonen des Biotitminerals sind von Einschlüssen reichlich erfüllt. Die Farbe des Minerals scheint ganz bedeutend zu variieren. Der Pleochroismus der Biotitporphyroblasten des Schiefers von Busjö ist somit folgender: α = hellgelb, mit einem Stich ins Braune, annähernd $ec08$, $\beta = \gamma$ = braun, $ng08$. Und derjenige der Biotitporphyroblasten des Schiefers von Hjerkin ist etwa folgender: α = hellgelb, mit einem Stich ins Braune, annähernd $ec08$, $\beta = \gamma$ = kress, $nc17$ (Dünnschliffdicke etwa 0.025 mm).

Der Muscovit und der Chlorit treten im Grundgewebe des Schiefers gewöhnlich innig vermischt auf. Der Muscovit ist völlig farblos. Der Pleochroismus des Chlorits ist folgender: α = farblos bis hellgelb, $\beta = \gamma$ = hellgrün. Der Achsenwinkel, $2V$ = etwa 0° . Der optische Charakter ist positiv. Die Doppelbrechung, $\gamma \div \alpha$, liegt anscheinend gewöhnlich zwischen 0.009 und 0.005 .

Der Quarz kommt gewöhnlich in isometrisch entwickelten Körnern vor. Ausnahmsweise sind die Individuen parallel zur Schieferungsfläche des Grundgewebes schwach plattig deformiert (z. B. im Stuedalsschiefer von Gjeitberget, Hjerkin).

Der Plagioklas kommt fast immer in isometrisch entwickelten Körnern vor. Zwillingsstreifung ist gewöhnlich nicht vorhanden. Der An-Gehalt beträgt meistens 10—15 %.

Von den Nebengemengteilen spielt nur der Klinozoisit eine grössere Rolle. Er kommt in ganz kleinen Stäbchen, gleichmässig im Gestein verteilt, vor. Der Granat tritt nur gelegentlich auf, er ist immer annähernd idiomorph.

Die Textur ist schieferig. Die Struktur ist porphyroblastisch mit krystalloblastisch-lepidoblastisch entwickeltem Grundgewebe. Die Korngrösse der Biotilporphyroblasten liegt in den meisten Fällen zwischen 1 und 2 mm. Die Korngrösse der Mineralien des Grundgewebes ist gewöhnlich ganz klein, sie liegt wohl durchschnittlich zwischen 0.01 und 0.1 mm.

Es hat den Anschein, als ob die Biotilporphyroblasten des Stuedalsschiefers, wie die Porphyroblastmineralien anderer Gesteine (wie z. B. Albit und Granat verschiedener Schiefer), während der Differentialgleitung der einzelnen Lagen mehr oder weniger gerollt worden sind, und dass, wie es C. E. WEGMANN annimmt, der Winkel zwischen der Schieferungsebene des Grundgewebes und der Basisfläche der Biotite (α) eine gewisse Proportionalität zur Grössenordnung der resp. Biotite zeigt.

Es erschien mir von grossem Interesse zu sein, die chemische Zusammensetzung der Stuedalsschiefer verschiedener Lokalitäten kennen zu lernen. Ich habe deshalb drei Analysen solcher Gesteine ausführen lassen.

Das Resultat der Analyse eines Stuedalsschiefers der Umgegend von Busjø im Kirchspiel Holtaalen zeigte:

Analyse des Stuedalsschiefers von Busjø (Analyse VIII).

SiO ₂	57.60 %
TiO ₂	1.08
Al ₂ O ₃	18.30
Fe ₂ O ₃	1.63
FeO	6.57
MnO	0.06
MgO	5.14
CaO	1.56
Na ₂ O	1.62
K ₂ O	2.88
P ₂ O ₅	0.14

CO ₂	Spuren
S	0.03 %
H ₂ O + 105°	2.98 -
H ₂ O - 105°	0.22 -
99.81 %	

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
180.5	35.5	48	5.5	11	0.54	0.53

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle VIII. Der Chlorit wird als Prochlorit in Rechnung gebracht. Die Zusammensetzung des Minerals entspricht bei dieser Berechnung der Zusammensetzung des vom Verfasser veröffentlichten Prochlorits von Dragsel ([24] S. 141). Da Titanit in den Dünnschliffen des Gesteins anscheinend nicht vorhanden ist, wird der grösste Teil des TiO₂-Gehalts als Ilmenit verrechnet. Dadurch erhält der Biotit die untenstehende Zusammensetzung.

Der Biotit des Stuedalsschiefers von Busjö

SiO ₂	37.39 %
TiO ₂	0.76 -
Al ₂ O ₃	21.92 -
Fe ₂ O ₃	8.87 -
FeO	11.31 -
MnO	0.33 -
MgO	9.35 -
Na ₂ O	0.93 -
K ₂ O	6.53 -
H ₂ O	2.61 -
100.00 %	

Aus der Tabelle geht hervor, dass der Plagioklas bei der Mineralberechnung als Ab₈₅An₁₅ in Rechnung gebracht ist. Möglicherweise liegt jedoch der An-Gehalt des Plagioklasminerals tatsächlich etwas kleiner und der Klinozoisitgehalt des Gesteins in entsprechender Weise etwas höher.

Auf dem Gipfel von Gjeitberget im Dovregebirge in der Nähe vom Bahnhof Hjerkin tritt ein charakteristisch entwickelter Stue-

dalsschiefer auf. Das Resultat der Analyse dieses Gesteins ist unten angeführt. Zum Vergleich ist daneben die Zusammensetzung eines Hornfelses der Klasse 3 im Oslogebiet angegeben ([25] S. 156).

	Analyse des Stuedals- schiefers von Hjerkind (Analyse IX).	Analyse eines Horn- felses der Klasse 3 [25].	
SiO ₂	56.49 %	58.83 %	
TiO ₂	1.14 -	0.59 -	
Al ₂ O ₃	19.14 -	17.54 -	
Fe ₂ O ₃	1.10 -	0.00 -	
FeO	7.44 -	8.42 -	
MnO	0.10 -	0.09 -	
MgO	3.87 -	3.40 -	
CaO	2.14 -	2.24 -	
Na ₂ O	1.86 -	1.35 -	
K ₂ O	3.58 -	4.35 -	
P ₂ O ₅	0.13 -	0.46 -	
C	0.10 -	—	
S	0.13 -	—	
H ₂ O + 105°	2.94 -	1.96 -	} Glühverl.
H ₂ O - 105°	0.01 -	0.13 -	
	100.17 %	99.36 %	

Dichte (d/18/4/l) = 2.826.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
184.5	37	42	7.5	13.5	0.56	0.45

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle IX. Der Chlorit wird, wie in der Tabelle IV, als Prochlorit in Rechnung gebracht. Da Titanit in den Dünnschliffen des Gesteins nicht vorhanden ist, wird auch hier der grösste Teil des TiO₂-Gehalts als Ilmenit, der mehrmals nachgewiesen worden ist, verrechnet. Die Farbe des Biotitminerals weicht im Dünnschliff deutlich von derjenigen des Biotitminerals des Stuedalsschiefers von Busjö ab; die Zusammensetzung des Minerals ist unten angeführt.



Fig. 5. Typischer Stuedalsschiefer, Lövöen, Tydalen. 30 : 1.

Der Biotit des Stuedalsschiefers von Hjerkin.

SiO ₂	36.39 %
TiO ₂	0.84 -
Al ₂ O ₃	16.75 -
Fe ₂ O ₃	6.63 -
FeO	19.94 -
MnO	0.60 -
MgO	6.14 -
Na ₂ O	1.32 -
K ₂ O	8.44 -
H ₂ O	2.95 -

100.00 %

Am Südabhang vom Reisfeld in Meldalen streckt sich mit ungefähr E-W-licher Streichrichtung ein dünner Gürtel, aus einem feinkörnigen, phyllitähnlichen Glimmerschiefer bestehend, der zum wesentlichsten Teil als ein typischer Stuedalsschiefer entwickelt ist. Die Biotitporphyroblasten sind teilweise stark

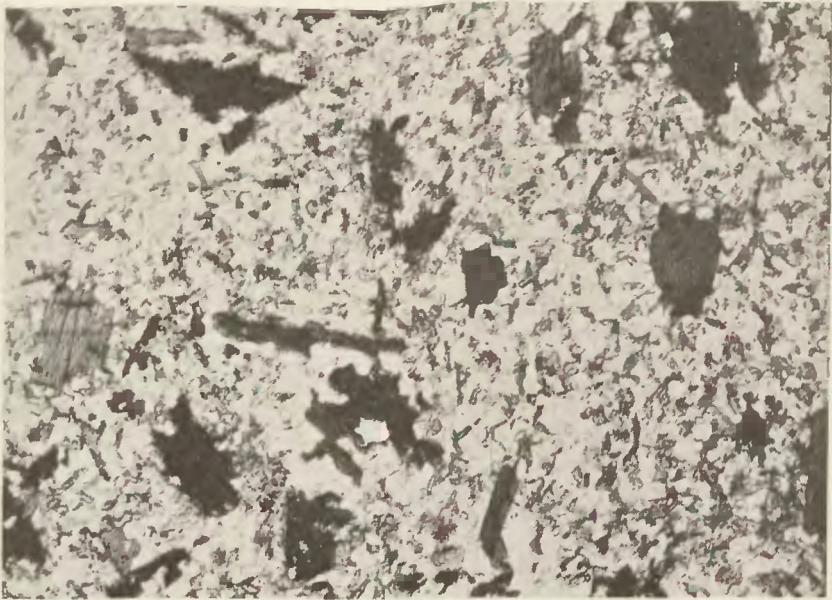


Fig. 6. Typischer Stuedalsschiefer, Busj en, Holtaalen. 30:1.

chloritisiert; der Chlorit tritt im Biotit in Adern und Bandern auf und verleiht dadurch dem Biotitmineral eine f ormliche Maschenstruktur. Das Grundgewebe besteht hauptsachlich aus Plagioklas, Chlorit, Epidot und Quarz. Der Plagioklasgehalt (wie auch der Epidotgehalt) ist auffallend hoch. Das Resultat der Analyse dieses Gesteins ergab:

Analyse des Stuedalsschiefers vom Reisfeld (Analyse X).

SiO ₂	52.69 %
TiO ₂	1.51 -
Al ₂ O ₃	19.84 -
Fe ₂ O ₃	2.90 -
FeO	3.72 -
MnO	0.26 -
MgO	5.50 -
CaO	4.65 -
Na ₂ O	4.95 -
K ₂ O	0.68 -
P ₂ O ₅	0.18 -
CO ₂	0.18 -

S	0.18 %
H ₂ O + 105°	2.42
H ₂ O - 105°	0.07
	99.73 %

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fin	c	alk	k	mg
147.5	33	38.5	14	14.5	0.08	0.60

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle X. Der grösste Teil des TiO₂-Gehalts wird — da Titanit anscheinend nicht vorhanden ist — als Ilmenit verrechnet.

Der grösste Teil des Na₂O-Gehalts wird als Plagioklas (Ab₈₅An₁₅) in Rechnung gebracht; dann wird der Rest des CaO-Gehalts zum Epidot gerechnet. Der Biotit erhält bei dieser Berechnungsweise

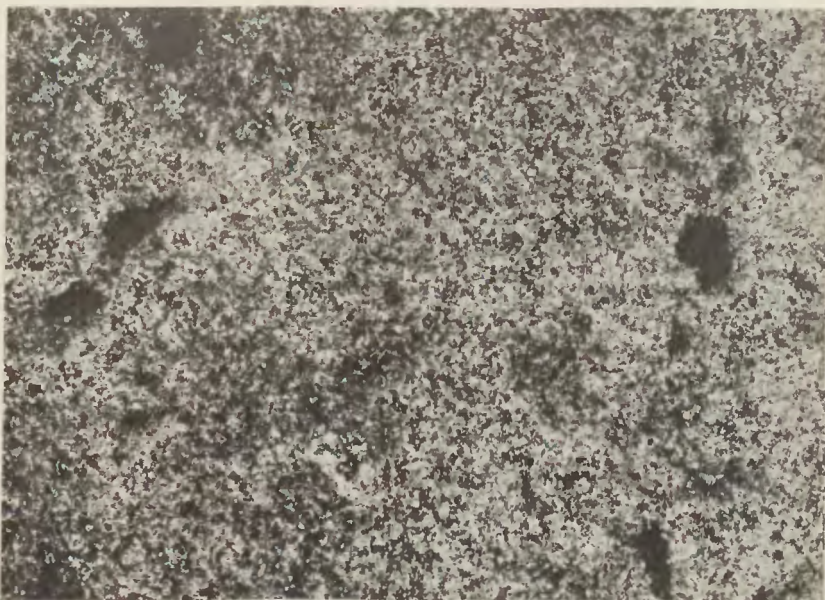


Fig. 7. Biotitbildung (schwarze Flecken = Biotit) in einer tonschieferähnlichen Grundmasse. Skjarstadhovden, Opdal. 55 : 1.

die Zusammensetzung eines Haughtonits. Gleichzeitig erhält der Chlorit die Zusammensetzung eines Prochlorits.

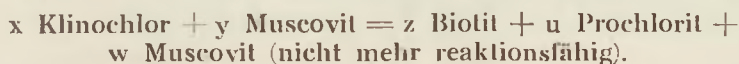
	Der Biotit des Stuedalsschiefers vom Reisfjeld.	Der Chlorit desselben Gesteins.
SiO ₂	36.88 0/0	27.61 0/0
TiO ₂	1.00 .	1.88 .
Al ₂ O ₃	17.95 .	22.63 .
Fe ₂ O ₃	9.97 .	4.29 .
FeO	10.47 .	9.25 .
MnO	0.30 .	1.23 .
MgO	12.96 .	22.51 .
Na ₂ O	1.00 .	0.26 .
K ₂ O	6.78 .	— .
H ₂ O	2.69 .	10.34 .
	100.00 0/0	100.00 0/0

In chemischer Beziehung bilden die sogenannten Stuedalsschiefer somit eine ganz charakteristische Gruppe. Eine kleine Abweichung von den Mittelwerten der Gruppe macht sich jedoch im Chemismus des Stuedalsschiefers vom Reisfjeld geltend, insbesondere durch die verhältnismässig höheren Gehalte an CaO und Na₂O.

Der Stuedalsschiefer vom Reisfjeld gehört aber stratigraphisch den unteren Horizonten der Hovingruppe an, er liegt am Südabhang des Gebirges unmittelbar über dem Grünstein der By-markgruppe. Ganz natürlich haben sich somit bei der Sedimentation grössere Mengen Grünsteinsderivata dem pelitischen Sedimentmaterial des Gesteins beigemengt.

Da der Stuedalsschiefer im ganzen Trondhjemgebiet allgemein verbreitet ist ([26] S. 59), scheint es a priori einleuchtend, dass dieser Schiefertypus ein bestimmtes Stadium der vorwärts schreitenden Metamorphose bezeichnet. Besonders lehrreich ist das Schiefergestein auf dem Gipfel von Skjærstadhovden in Opdal. Dieses Gestein hat ein tonschieferähnliches Aussehen. Der Mineralbestand ist Muscovit, Chlorit und Epidot-Klinozoisit. Die Struktur ist sehr feinkörnig. Winzige Biotitindividuen sind aber lokal in kleinen Flecken und Knoten angehäuft. Es hat den Anschein, als ob sich hier ein Stuedalsschiefer unter Entwicklung befinde (Fig. 7).

Es kommt bei der Diskussion der Stabilitätsverhältnisse der Stuedalsschiefer folgende Gleichgewichtsgleichung in Betracht:



Aus dieser Gleichung geht hervor, dass die rechte Seite unter gegebenen Druck- und Temperaturverhältnissen als völlig stabil anzusehen ist. Dieser Fall ist anscheinend im Stuedalsschiefer realisiert worden.

Es ergibt sich somit, dass (wenn wir uns der Faciesklassifikation von TH. VOGT in seinem Buch über das Sulitelmagebiet anschliessen) Prochlorit unter Umständen in Sedimentgesteinen der Epidot-Biotit-Schieferfacies und der Almandin-Epidot-Schieferfacies stabil auftreten kann. Dadurch wird auch gleichzeitig völlige Parallelität im Auftreten der Chloritminerale in der Eruptivgesteine und der Sedimentgesteine erreicht ([8] S. 439).

Dass der Stuedalsschiefer nicht als ein diaphoritisch entwickelter Gesteinstypus betrachtet werden kann, geht schon aus dem Umstand hervor, dass das metamorphe Edukt eines als diaphoritisch zu betrachtenden Stuedalsschiefers im ganzen Trondhjemgebiet völlig zu fehlen scheint. Allerdings ist das Chloritmineral der Stuedalsschiefer gelegentlich als diaphoritisch anzusehen, z. B. im Gestein vom Reisfjeld; diaphoritische Phänomene scheinen aber bei diesen Gesteinen im grossen und ganzen mehr in den Hintergrund zu treten.

Fast an sämtlichen Stellen, wo der Stuedalsschiefer zur Entwicklung gekommen ist, kommt er ausnehmend mit Gesteinen zusammen vor, deren Mineralbestand und Struktur eine normale vorwärts schreitende Metamorphose bezeichnen. Dieses Verhältnis ist gleichfalls eine Bestätigung der von uns hervorgehobenen Annahme.

Der Chemismus der Gesteine. Aus der chemisch-petrologischen Beschreibung der Mühlsteine und der Stuedalsschiefer des Trondhjemgebiets geht es eindeutig hervor, dass in chemischer Beziehung eine grosse Übereinstimmung zwischen diesen weitverbreiteten Gesteinstypen herrscht. Die Molekularwerte dieser Gesteine sind die folgenden:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Mühlstein, quarzreich	258	31	45	9.5	14.5	0.49	0.59
Mühlstein, quarzarm	202	32	50	5.5	12.5	0.63	0.55
Muscovit-Biotit-Schiefer...	202	36	37	8.5	18.5	0.40	0.49
Stuedalsschiefer, Busjö ...	180.5	35.5	48	5.5	11	0.54	0.53
Stuedalsschiefer, Hjerkind	184.5	37	42	7.5	13.5	0.56	0.45
Stuedalsschiefer, Reisfjeld	147.5	33	38.5	14	14.5	0.08	0.60

Hieraus ergibt sich, dass die Mühlsteine und Stuedalsschiefer des Trondhjemgebiets eine isochemische metamorphe Gesteinsserie im Sinne von NIGGLI bilden ([27] S. 481).

TH. VOGT hat in seiner eben erwähnten Arbeit über das Su-

litelargebiet eine Übersicht über den Chemismus der normalpelitischen Sedimente der westlichen und östlichen Silurfacies gegeben. Bei dieser Zusammenstellung hat er u. a. auch das Verhältnis: $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}}$ zur Charakteristik des Sediments in chemischer Beziehung angewandt ([8] S. 235). Die Tabellen VOGTS ergeben, dass ein wesentlicher Unterschied in der chemischen Zusammensetzung zwischen der westlichen und östlichen Silurfacies vorhanden ist.

Eine Durchschnittsanalyse der 6 oben beschriebenen Gesteine (2 Mülsteine, 1 Muscovit-Biotit-Schiefer und 3 Stuedalsschiefer) ist unten angegeben. Zum Vergleich ist die Zusammensetzung der normalpelitischen Sedimente der westlichen und östlichen Silurgebiete angeführt. Der Residualcharakter $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}}$ ist gleichfalls angegeben.

	Durchschnittsanalyse unserer Gesteine.	Die Zusammensetzung der pelitischen Sedimente der westlichen Silurfacies.	Die Zusammensetzung der pelitischen Sedimente der östlichen Silurfacies.
SiO ₂	60.31 %	61.37 %	62.49 %
TiO ₂	1.05 -	0.71 -	0.90 -
Al ₂ O ₃	17.94 -	16.41 -	19.57 -
Fe ₂ O ₃	1.68 -	2.44 -	1.87 -
FeO	5.92 -	5.97 -	5.29 -
MnO	0.12 -	0.12 -	0.18 -
MgO	4.83 -	4.55 -	2.10 -
CaO	2.47 -	3.17 -	1.25 -
Na ₂ O	2.60 -	2.47 -	1.65 -
K ₂ O	2.93 -	2.48 -	4.53 -
P ₂ O ₅	0.15 -	0.31 -	0.17 -
	100.00 %	100.00 %	100.00 %
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O}}{\text{MgO} + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}}$	0.98	0.89	2.40

Es geht aus den obenstehenden Zahlen mit Deutlichkeit hervor, dass — was ja auch zu erwarten war — die normalpelitischen Sedimente des Trondhjemgebiets in chemischer Beziehung der «westlichen Silurfacies» angehören. «Die beiden Facies unterscheiden sich von einander durch den verschiedenen Grad der Verwitterung des ursprünglichen Tonmaterials in der Weise, dass die westliche Facies ein verhältnismässig wenig hervorgeschrrittenes und die östliche Facies ein mehr hervorgeschrrittenes Stadium des Verwitterungsprozesses repräsentieren» (Zitat nach VOGT, ins Deutsche übersetzt).

Auch in geologischer Beziehung — in der Grössenordnung der Mächtigkeiten der resp. Sedimente — gehören die normal-pelitischen Sedimente des Trondhjemgebiets anscheinend der westlichen Silurfacies an. Die Übereinstimmung der beiden Facies ist somit auf mehreren Gebieten nicht zu verkennen.

Es erschien mir von Interesse, die Durchschnittsanalyse der 6 oben erwähnten Gesteine des Trondhjemgebiets mit einer Analyse eines für dieses Gebiet typisch entwickelten glazialen Tones zu vergleichen. Der Ton, der zu diesem Zweck gewählt wurde, findet sich auf Ladehammeren bei Trondhjem; er liegt mitten in einem Grünsteinsgebiet und ist vom Rohstoffkomitee des norwegischen Staates analysiert worden ([28] S. 16). Die Analysen sind, nachdem Wasser, Kohlensäure, Schwefelsäure, Schwefel und organische Substanzen abgezogen worden sind, auf 100 % umgerechnet.

	Durchschnittsanalyse unserer Gesteine.	Die Analyse des Tons von Ladehammeren.
SiO ₂	60.31 %	61.36 %
TiO ₂	1.05 -	0.88 -
Al ₂ O ₃	17.94 -	17.51 -
Fe ₂ O ₃	1.68 -	2.13 -
FeO	5.92 -	4.05 -
MnO	0.12 -	0.11 -
MgO	4.83 -	4.74 -
CaO	2.47 -	3.46 -
Na ₂ O	2.60 -	1.85 -
K ₂ O	2.93 -	3.76 -
P ₂ O ₅	0.15 -	0.15 -
	100.00 %	100.00 %

Das kambrische und unterordovicische pelitische Sedimentmaterial des Trondhjemgebiets scheint somit in chemischer (und wohl auch petrologischer) Beziehung mit dem glazial pelitischen Sedimentmaterial des Gebiets in grossen Zügen übereinzustimmen.

III.

METAMORPHE FACIES MERGELIGER SEDIMENTE.

Die hornblendeführenden Gesteine. Die mergeligen Sedimentgesteine des Trondhjemgebiets sind in den meisten Fällen als hornblendeführende Gesteine entwickelt. Ausnahmsweise kommen sie auch in der Form von Zoisitglimmerschiefer vor.

Die hornblendeführenden Gesteine des Gebiets sind in struktureller Beziehung teils als Amphibolitschiefer, teils auch als Garbenschiefer ausgeformt. Diese beiden Gesteinstypen sind im Trondhjemgebiet überall reichlich vertreten.

Gleich westlich der Mühlsteinsbrüche von Kvillytan treten Amphibolitschiefer in stetiger Wechsellagerung mit Granat-Steatit-Biotit-Schiefen auf. Die Mächtigkeit der einzelnen Lagen ist gewöhnlich ganz klein, sie beträgt durchschnittlich nur 1 bis 2 dm.

Durch quarzische Übergangsformen dokumentieren sich diese Gesteine als Sedimentgesteine. Sie sind aber, ihrem Aussehen nach, nicht von den eruptiven Facies zu trennen.

Der Mineralbestand ist folgender: Hornblende, Plagioklas und Quarz (Hauptgemengteile), Rutil und Apatit (Neben- und Übergemengteile).

Das Hornblendemineral ist meistens von Plagioklas und Quarz poikilitisch durchlöchert. Der Pleochroismus ist folgender: α = hellgelb bis farblos, $\beta = \gamma$ = hellgrün. Der Achsenwinkel, $2V =$ etwa 85° . Der optische Charakter ist negativ.

Der Plagioklas kommt hauptsächlich in isometrischen Körnern vor. Zwillingsstreifung nach dem Albit- und Periklingesetz ist gelegentlich vorhanden. Der An-Gehalt beträgt 30—35 0/0. Eine normal entwickelte Zonarstruktur lässt sich bisweilen nachweisen.

Der Quarz tritt, wie der Plagioklas, meistens in abgerundeten Körnern auf. Er ist gleichmässig im Gestein verteilt.

Die Textur des Gesteins ist schwach schieferig. Die Struktur ist kristalloblastisch-granoblastisch.

Das Resultat einer chemischen Analyse des Amphibolitschiefers von Stubvold (einige km westlich der Mhlsteinsbrche von Kvittan) zeigte:

Analyse des Amphibolitschiefers von Stubvold
(Analyse XI).

SiO ₂	63.95 %
TiO ₂	0.82
Al ₂ O ₃	13.88
Fe ₂ O ₃	1.17
FeO	4.36
MnO	0.08
MgO	4.99
CaO	6.84
Na ₂ O	2.37
K ₂ O	0.29
P ₂ O ₅	0.18
C	0.13
S	Spuren
H ₂ O + 105°	0.81
H ₂ O - 105°	0.05
	99.92 %

Dichte (d₁₈ 4/l) = 2.864.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
212.5	27	40	24.5	8.5	0.07	0.62

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle XI. Bei dieser Berechnung erhält das Hornblendemineral die folgende Zusammensetzung:

Das Hornblendemineral des Gesteins von Stubvold.

SiO ₂	46.70 %	775
Al ₂ O ₃	13.71	1
Fe ₂ O ₃	2.95	153

FeO	10.97	}	776
MnO	0.20		
MgO	12.60		
CaO	10.88		
H ₂ O	2.04		

100.00 %

Das interessanteste sedimentäre Amphibolitgestein der ganzen norwegischen Gebirgskette ist vielleicht das sogenannte «Hornblendekonglomerat» zwischen Dovre in Gudbrandsdal und Vaaga (im südlichsten Teil des Trondhjemgebiets). An mehreren Stellen kommt hier dieses Konglomerat in Wechsellagerung mit



Fig. 8. Das «Hornblendekonglomerat», Ulaberg, Gudbrandsdalen. 1 : 2.

anderen Sedimentgesteinen, Phylliten, Quarzkonglomeraten usw. vor ([29] S. 336).

Besonders in der Gegend von Ulaberg (Skjeberg) treten das «Hornblendekonglomerat» und seine Nebengesteine in charakteristischer Entwicklung auf. Die Gerölle bestehen zum wesentlichsten Teil aus Quarziten. Die Grundmasse (das Grundgewebe) besteht aus Hornblende, Quarz und Plagioklas (Hauptgemengteile), Klinozoisit, Titanit und Muscovit (Nebengemengteile).

Das Hornblendeminerale ist immer von Quarz poikilitisch durchlöchert. Der Pleochroismus ist folgender: α = hellgelb bis fast farblos, β = blass grün, γ = blass blaugrün.

Der Quarz tritt in hauptsächlich isometrischen Individuen auf. Seine Grösse wechselt stark.

Der Plagioklas kommt in kleinen, gewöhnlich nicht verzwilligten Individuen sehr unregelmässiger Gestalt vor. Er spielt in quantitativer Beziehung anscheinend eine untergeordnete Rolle. Der An-Gehalt ist klein.

Klinozoisit und Titanit kommen nur in ganz unbedeutender Menge vor. Kleine Muscovitschuppen sind ausnahmsweise nachgewiesen worden.

Die Textur der Grundmasse (des Grundgewebes) ist massig, die Farbe ist schwarz bis grünschwarz.

Die Grundmasse des Konglomerats vertritt in petrologischer Beziehung wohl mit Sicherheit einen metamorphosierten kalkhaltigen Tonschiefer (Mergelschiefer).

Eine schwachere metamorphe Facies dieses Konglomerattypus ist gleich nördlich der Wasserscheide zwischen Vaaga und Lesja realisiert worden. Handstücke dieser Faciesentwicklung sind vor mehreren Jahren von Herrn Dr. C. E. WEGMANN zum geologischen Institut mitgebracht worden. Die Gerölle bestehen nur aus Quarziten. Die Grundmasse besteht aus einem feinkörnigen Gemenge aus Quarz, Biotit, Muscovit und Kalkspat.

Als Übergangsglieder zwischen den Amphibolitschiefern und Glimmerschiefern kommen die hornblendeführenden Glimmerschiefer, die meistens als sogenannte Garbenschiefer entwickelt sind, vor. Sie vertreten somit in petrologischer Beziehung metamorphe Facies der kalkarmen mergeligen Sedimente.

In der Umgegend des Bahnhofes Kongsvoll an der Dovrebahn treten hornblendeführende Glimmerschiefer verschiedenen Charakters in Wechsellagerung mit typischen Glimmerschiefern auf ([29] S. 378).

Alle petrologische Übergänge zwischen den hornblendereichen und hornblendefreien Gesteinstypen sind hier vorhanden. Da-

durch dokumentieren sich sämtliche Gesteine als metamorphe Facies der Sedimentgesteine.

Der Mineralbestand eines muscovitreichen Garbenschiefers in unmittelbarer Nähe des Bahnhofs ist folgender: Muscovit, Hornblende, Quarz und Plagioklas (Hauptgemengteile), Biotit, Chlorit und Eisenerz (Nebengemengteile), Granat, Epidot, Apatit und Turmalin (Übergemengteile).

Der überaus wichtigste Bestandteil des Gesteins ist der Muscovit. Er kommt in grossen Schuppen, gleichmässig im Gestein verteilt, vor.

Die Hornblendeindividuen sind hauptsächlich garbenförmig in der Schieferungsebene des Gesteins angeordnet. Der Pleochroismus des Hornblendeminerals ist folgender: α = hellgelb, β = stark grasgrün, γ = stark blaugrün. $2V$ = etwa 82° . Der optische Charakter ist negativ. Die Achsendispersion ist deutlich, $\rho > \nu$. $\angle c/\gamma$ = etwa 13° .

Die Quarz- und Plagioklasindividuen sind gewöhnlich von unregelmässiger Gestalt und stark schwankender Grösse. Die Länge der einzelnen Individuen beträgt zum Teil mehrere mm. Zwillingsstreifung nach dem Periklingesetz ist beim Plagioklas allgemein verbreitet. Anormale Zonarstruktur kommt gelegentlich vor. Der An-Gehalt beträgt etwa 15—20 %.

Der Biotit spielt in quantitativer Beziehung keine grosse Rolle. Er kommt in lappigen Individuen, gleichmässig im Gestein verteilt, vor. Es hat den Anschein, als ob er teilweise auf Kosten des Hornblendeminerals gebildet worden ist.

Der Chlorit kommt teils als Umwandlungsprodukt des Biotits (und des Hornblendeminerals), teils auch in selbständigen Individuen mit polysynthetisch entwickelter Zwillingsstreifung nach der Basisfläche vor. Die Interferenzfarben unter gekreuzten Nicols sind grau.

Pyrit kommt ganz untergeordnet vor. Die Krystalle sind teilweise von Magnetit (Hämatit) umrandet.

Die Textur ist schieferig. Die Struktur ist krystalloblastisch.

Eine chemische Analyse dieses Gesteins ist unten angegeben.

Analyse des Garbenschiefers von Kongsvoll (Analyse XII).

SiO ₂	48.32 %
TiO ₂	0.95 .
Al ₂ O ₃	24.36 .
Fe ₂ O ₃	4.54 .
FeO	4.47 .
MnO	0.10 .
MgO	4.16 .
CaO	2.73 .

Na ₂ O	1.86 0/0
K ₂ O	4.75 -
P ₂ O ₅	0.06 -
CO ₂	0.00 -
S	0.06 -
H ₂ O + 105°	3.38 -
H ₂ O - 105°	0.00 -
	99.74 0 0

Dichte (d 18/4/l) = 2.923.

Das Gestein wird durch die Molekularwerte nach NIGGLI folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
135.5	40.5	38	8	13.5	0.63	0.46

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle XII. Das Eisenerzmineral wird als Hämatit und das Chloritmineral als Klinochlor berechnet. Der Muscovit und der Biotit werden mit den folgenden Werten in Rechnung gebracht:

	Der Muscovit des Garbenschiefers.	Der Biotit desselben Gesteins.
SiO ₂	45.20 0/0	37.54 0/0
TiO ₂	—	1.29 -
Al ₂ O ₃	38.00 -	19.42 -
Fe ₂ O ₃	—	4.85 -
FeO	—	17.48 -
MnO	—	0.32 -
MgO	—	7.77 -
Na ₂ O	2.32	—
K ₂ O	9.48	8.09 -
H ₂ O	5.00	3.24 -
	100.00 0/0	100.00 0/0

Dadurch erhält das Hornblendemineral die unten angeführte Zusammensetzung.

Das Hornblendemineral des Garbenschiefers.

SiO ₂	44.13 %
TiO ₂	1.68 -
Al ₂ O ₃	13.21 -
Fe ₂ O ₃	4.12 -
FeO	13.38 -
MnO	0.40 -
MgO	10.99 -
CaO	10.41 -
H ₂ O	1.68 -

100.00 %

Es geht aus den Beschreibungen aller bis jetzt untersuchten hornblendeführenden Sedimentgesteine des Trondhjemgebiets (Amphibolitschiefer, Garbenschiefer und dgl.) hervor, dass das Hornblendemineral in chemischer Beziehung keinen starken Schwankungen unterworfen ist. Die chemische Zusammensetzung und die NIGGLISCHEN Molekularwerte einiger dieser Hornblendemineralien sind unten zusammengestellt.

	Die Hornblende des Amphibolit- schiefers von Stubvold.	Die Hornblende des Garben- schiefers von Kongsvoll.	Die Hornblende des Garben- schiefers von Röros.
SiO ₂	46.70 %	44.13 %	45.00 %
TiO ₂	—	1.68 -	—
Al ₂ O ₃	13.71 -	13.21 -	13.00 -
Fe ₂ O ₃	2.95 -	4.12 -	3.50 -
FeO	10.97 -	13.38 -	15.50 -
MnO	0.20 -	0.40 -	0.90 -
MgO	12.60 -	10.99 -	6.60 -
CaO	10.83 -	10.41 -	11.25 -
Na ₂ O	—	—	2.50 -
H ₂ O	2.04 -	1.68 -	1.75 -
	100.00 %	100.00 %	100.00 %

Die Hornblende des	si	al	fm	c	alk	mg	h
Amphibolitschiefers von Stubvold	93	16	61	23	0	0.62	13.5
Garbenschiefers von Kongsvoll	88.5	15.5	62	22.5	0	0.53	11
Garbenschiefers von Röros	93	16	54	25	5	0.38	12

Die drei Hornblendemineralien sind einander auch in optischer Beziehung sehr ähnlich; die Farben des Hornblendeminerals von Stubvold sind jedoch bedeutend blasser als diejenigen der beiden anderen.

Es geht aus der chemischen Zusammensetzung der oben beschriebenen Gesteine unmittelbar hervor, dass die hornblende-führenden Sedimentgesteine umgewandelte kalkhaltige Tonschiefer oder Mergelschiefer repräsentieren. Der petrologische Charakter des metamorphosierten Gesteins (durch Mineralbestand und Struktur gekennzeichnet) ergibt sich anscheinend im allgemeinen als eine Funktion zweier Faktoren: 1) Chemismus des Gesteins, 2) Druck-Temperaturwerte der Orogenese.

Die zoisitführenden Gesteine. An mehreren Stellen im Trondhjemgebiet, z. B. auf dem kleinen Gipfel von Skrikhö in Trollheimen, kommen hornblendefreie Zoisit-Glimmerschiefer, zum Teil in Wechsellagerung mit Amphibolitgesteinen, vor.

Der Mineralbestand des Zoisit-Glimmerschiefers von Skrikhö ist folgender: Zoisit, Quarz, Plagioklas und Biotit (Hauptgemengteile), Granat, Chlorit, Eisenerz und Titanit (Nebengemengteile).

Der Zoisit kommt in farblosen, langprismatischen, von Quarz und Biotit poikilitisch durchlöcherten Individuen vor. Die Länge der Individuen beträgt gewöhnlich mehrere mm, gelegentlich 10—20 mm. Die Orientierung ist folgende: $a = \gamma$, $b = \beta$, $c = \alpha$ (α -Zoisit nach TERMIER). $2V =$ etwa 0° . Der optische Charakter ist positiv.

Der Quarz kommt in abgerundeten, zum Teil auch langgestreckten Körnern, gleichmässig im Gestein verteilt, vor. Die Auslöschung ist undulös.

Der Plagioklas kommt zum überwiegenden Teil in isometrischen Körnern, die verhältnismässig häufig nach dem Periklin- oder Albitgesetz verzwillingt sind, vor. Der An-Gehalt beträgt 20—23 %.

Der Biotit kommt in grösseren und kleineren Individuen mit der Basisfläche zumeist zur Schieferungsebene des Gesteins parallelorientiert vor. Der Pleochroismus ist folgender: $\alpha =$ hellgelb bis fast farblos (ca04), $\beta = \gamma =$ hellbraun (ga08—ic08).

Von den Nebengemengteilen ist besonders der Titanit zu erwähnen. Er kommt in schönen, völlig idiomorphen, keilförmigen Kristallen vor. Die Länge der Individuen beträgt durchschnittlich 0.2—0.4 mm.

Die Textur des Gesteins ist schieferig, die Struktur ist kristalloblastisch-granoblastisch.

Eine chemische Analyse des Gesteins ergab:

Analyse des Zoisit-Glimmerschiefers von Skrikhø
(Analyse XIII).

SiO ₂	61.77 %
TiO ₂	0.83 -
Al ₂ O ₃	14.49 -
Fe ₂ O ₃	3.51 -
FeO	3.33 -
MnO	0.15 -
MgO	4.04 -
CaO	3.70 -
Na ₂ O	1.87 -
K ₂ O	2.34 -
P ₂ O ₅	0.12 -
C	0.62 -
S	0.15 -
H ₂ O + 105°	1.93 -
H ₂ O - 105°	0.67 -

99.52 %

Dichte (d/18/4/l) = 2.812.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI wird das Gestein folgendermassen charakterisiert:

si	al	fm	c	alk	k	mg
225.5	31	42.5	14.5	12	0.45	0.52

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle XIII. Der Chlorit wird als Prochlorit in Rechnung gebracht. Dadurch erhält der Biotit die folgende Zusammensetzung:

Der Biotit des Zoisit-Glimmerschiefers von Skrikhø.

SiO ₂	37.76 %
Al ₂ O ₃	21.64 -
Fe ₂ O ₃	5.28 -
FeO	6.28 -
MgO	13.88 -
K ₂ O	9.36 -
H ₂ O	5.80 -

100.00 %

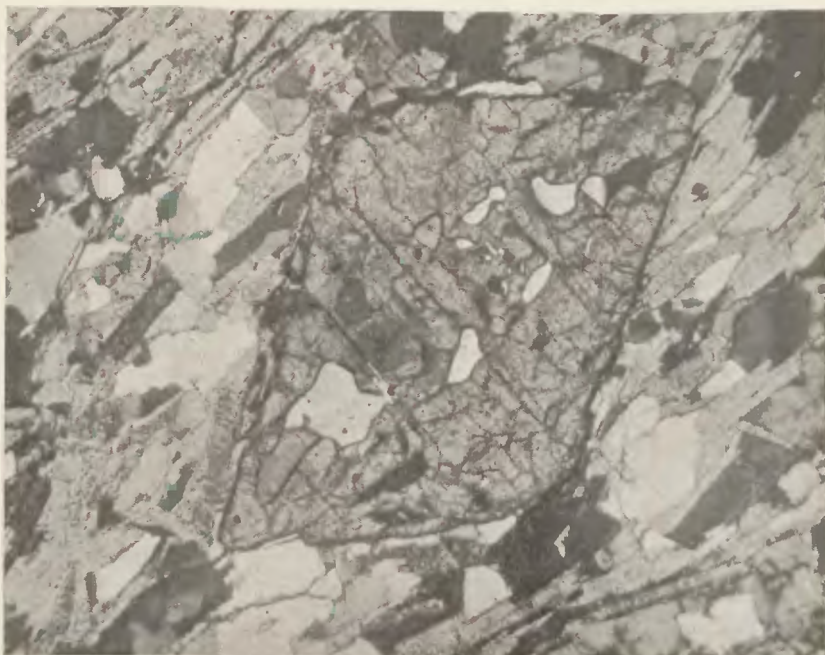


Fig. 9. Rhombischer Zoisit im Zoisit-Glimmerschiefer.
Skrikhø, Trollheimen. 30 : 1.

Aus der Mineralberechnung geht somit hervor, dass der Biotit des Zoisit-Glimmerschiefers ein verhältnismässig FeO-armes Glied der Biotitreihe repräsentiert. Dieses Verhältnis wird auch durch den hellen Farbton des Minerals im Dünnschliff bestätigt.

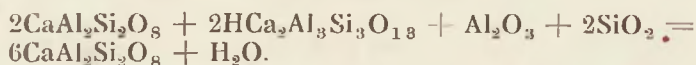
Die Kombination Oligoklas-Zoisit im Gewichtsverhältnis etwa 2 : 1 — wie sie im Zoisit-Glimmerschiefer von Skrikhø realisiert worden ist — repräsentiert in chemischer Beziehung ein basisches Plagioklasmineral von der Zusammensetzung etwa Andesin-Labrador.

Dieses Verhältnis geht aus der untenstehenden Tabelle deutlich hervor:

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	H ₂ O	Summe
Oligoklas	12.80	4.64	0.84	1.87		20.15
Zoisit	3.68	3.12	2.13		0.18	9.11
	16.48	7.76	2.97	1.87	0.18	29.26
Ab ₅₃ An ₄₇	17.35	8.61	2.99	1.87		30.82

Aller Wahrscheinlichkeit nach vertritt somit das Gewichtsverhältnis Oligoklas: Zoisit der metamorph entwickelten Mergelgesteine ein bestimmtes Gleichgewichtsverhältnis unter gegebenen Druck- und Temperaturwerten der Amphibolitfacies.

In einem höheren Temperaturgebiet der Metamorphose würde sich wahrscheinlich ein mehr basischer Plagioklas auf Kosten des Zoisits bilden. Um die Gleichung stöchiometrisch zu erhalten, wird man jedoch gezwungen, anzunehmen, dass auch Biotit und Quarz an der Umsetzung teilnehmen würden, was aus der untenstehenden Gleichung hervorgeht:



Über die Bildungsbedingungen des Zoisitminerals der zoisitführenden Gesteine liegen bis jetzt nur spärliche Daten vor (siehe [30] S. 25 und [8] S. 436). Aus den bisherigen Untersuchungen geht jedoch hervor, dass der rhombische Zoisit in den Anfangsstadien der Anorthitbildung stabil zu sein scheint. Er kommt aber selbstverständlich nur in den Fällen zur Entwicklung, wo die chemischen Verhältnisse die Realisation dieser Verbindung erlauben.

In der untenstehenden Tabelle sind die NIGGLISchen Molekularwerte sämtlicher der hier behandelten metamorphen Mergelschiefer angeführt:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Amphibolitschiefer, Stubvold.....	212.5	27	40	24.5	8.5	0.07	0.62
Garbenschiefer, kongsvoll (extremer Typus).....	135.5	40.5	38	8	13.5	0.63	0.46
Garbenschiefer Röros (Mittel).....	255	30	43	13	14	0.13	0.48
Zoisit-Glimmerschiefer, Skrikhø.....	225.5	31	42.5	14.5	12	0.45	0.52

IV.

DIE TOPFSTEINSVORKOMMEN IN DER UMGEGEND VON TRONDHJEM.

Das Gestein von Bakaunet. Seit alters her ist Topfstein in Norwegen als Material für Bauten und Geräte verwendet worden. So ist der wunderschöne Trondhjemer-Dom, der herrlichste Bau Skandinaviens, ungefähr zur Hälfte aus diesem Gestein gebaut. Der Topfstein ist in der Kirche teils als Quaderstein, teils als Ornamentstein benutzt worden [31].

Es kommen in der Umgegend von Trondhjem mehrere Anbrüche von Topfstein vor. Der älteste und grösste ist Bakaunet, gleich ausserhalb der Stadtgrenze, im Kirchspiel Strinda gelegen. Dieser Anbruch hat, aller Wahrscheinlichkeit nach, während der Bauperiode der Kirche (12—1300 n. Chr.) die gesamte Menge der Topfsteinsquader geliefert.

Die Farbe des Gesteins von Bakaunet ist hell blaugrau, die Makro-Struktur ist dicht, die Textur ist massig. Das Gestein wird von einer Reihe kleinerer Gänge und Adern, aus weissem Magnesit bestehend, durchspickt. Durch Verwitterung erhält der weisse Magnesit an der Tagesoberfläche eine hellbraune Farbe.

Der Mineralbestand des Gesteins ist: Talk, Chlorit und Magnesit (Hauptgemengteile), Chromspinell, Pyrit und Kalkspat (Neben- und Übergemengteile).

Der Talk tritt gewöhnlich in ganz kleinen Schuppen (Fetzen), gleichmässig im Gestein verteilt, auf. Die Doppelbrechung ist stark. Der Achsenwinkel, $2V$, ist klein. Der optische Charakter ist negativ.

Der Chlorit ist, neben dem Talk, der wichtigste Bestandteil des Gesteins. Der Pleochroismus ist folgender: $\alpha =$ hell gelbbraun, $\beta = \gamma =$ grasgrün. Die Doppelbrechung ist äusserst schwach, in speciellen Schnitten treten die blauvioletten Interferenzfarben deutlich hervor.

Der Magnesit kommt, neben Chlorit und Talk, mehr untergeordnet vor. In sekundären Adern im Gestein tritt auch Kalkspat in winziger Menge auf.

Vom Topfstein von Bakaunet liegen keine neuen chemischen Analysen vor. Eine unvollständige Analyse, aus dem Jahre 1902 stammend, ist unten angeführt. Der Analytiker ist Herr stud. chem. DESCHAUER [32]. (Eine alte Analyse vom Jahre 1856 kommt hier nicht in Betracht ([33] S. 91.))

Analyse des Topfsteins von Bakaunet.

SiO ₂	39.06 %
Al ₂ O ₃	8.38 -
MgO	26.42 -
FeO	8.90 -
CaO	4.74 -
H ₂ O	12.43 -
	99.93 %

Der Topfstein von Bakaunet kommt stockförmig im Grünstein (Spilit) vor. Der Kontakt ist überall sehr scharf; die Grenzlinien haben in den entblössten Partien anscheinend zum Teil einen unregelmässigen Verlauf.

Der petrologische Charakter der Nebengesteine des Topfsteins (Spilite und Tuffe) ist unten angegeben.

Der Mineralbestand des normalen Grünsteins (Spilits) ist folgender: Hornblende, Plagioklas, Chlorit und Klinozoisit (Hauptgemengteile), Eisenerz, Titanit und Kalkspat (Neben- und Übergemengteile).

Der wichtigste Bestandteil des Gesteins ist Hornblende. Sie kommt sowohl in grossen, breiten als auch in kleinen, nadelförmigen Individuen, gleichmässig im Gestein verteilt, vor. Der Pleochroismus ist folgender: α = farblos, β = hellgrün, γ = hell grünblau.

Der Plagioklas kommt gewöhnlich in isometrischen, zum Teil verzwilligten Individuen vor. Der An-Gehalt ist niedrig (kleiner als 10 %).

Der Chlorit zeigt folgenden Pleochroismus: α = hellgelb, β = γ = grasgrün. Die Interferenzfarben unter gekreuzten Nicols sind graubraun.

Der Klinozoisit tritt in kleinen, isometrisch entwickelten Individuen auf. Der Fe₂O₃-Gehalt scheint verhältnismässig niedrig zu sein.

Die Textur ist schieferig, an einzelnen Stellen völlig geblättert. Die Streichrichtung ist NE-lich, das Einfallen der Schichten ist schwach NW-lich.

Der Grünstein von Bakaunet ist nach den früheren Untersuchungen des Verfassers ein submariner, metamorpher Basalt. Er gehört in stratigraphischer Beziehung der Bymarkgruppe an. Diese Gruppe ist zum überwiegenden Teil vulkanischen Charakters und ist hauptsächlich aus Grünsteinen mit eingelagerten Tuffen, Breccien, Quarziten usw. zusammengesetzt [6].

In konkordantem Verband mit dem Grünstein kommt im unteren Teil des Anbruchs ein braunefärbtes Gestein vor. Die Mächtigkeit dieses Gesteins beträgt einige Meter. Der Mineralbestand ist folgender: Biotit und Kalkspat (Hauptgemengteile), Titanit und Klinozoisit (Neben- und Übergemengteile).

Der wichtigste Bestandteil des Gesteins ist der Biotit. Der Pleochroismus ist folgender: $\alpha =$ ganz hellgelb, $\beta = \gamma =$ hellbraun mit einem Stich ins Schmutziggraue. Der Achsenwinkel ist ganz klein. Der optische Charakter ist negativ.

Neben dem Biotit kommt auch Kalkspat in ganz bedeutender Menge vor (30—40 %). Er ist im Gestein ganz gleichmässig verteilt.

Die Textur des Gesteins ist schwach schieferig. Die Korngrösse beträgt durchschnittlich etwa 0.5—1 mm.

Das Biotit-Kalkspat-Gestein scheint sowohl im Hangenden als auch im Liegenden durch Übergänge mit dem normalen Grünstein verbunden zu sein. Keine scharfen Grenzen sind vorhanden.

In petrologischer Beziehung ist dieses Gestein sehr interessant. Wahrscheinlich liegt hier ein tuffogenes Sediment vor. Auch andere in dem unterordovicischen Spilit eingelagerte Gesteinschichten sind durch ihren hohen Gehalt an Kali (K_2O) charakterisiert. Der Verfasser hat deshalb schon früher den Schluss gezogen, dass in den Ruhepausen zwischen der eruptiven Tätigkeit bisweilen eine Kalizufuhr stattgefunden hat ([6] S. 226).

Im Steinbruch von Bakaunet kommt auch ein trondhjemitisches Gestein intrusivförmig vor. Es spielt jedoch in quantitativer Beziehung eine ganz untergeordnete Rolle ([33] S. 145).

Das Gestein von Klungen. Im Kirchspiel Melhus, etwa 15 km südwestlich der Stadt, findet sich das bekannte Topfsteinvorkommen von Klungen. Die zarlestes Skulpturarbeiten des Trondhjemer-Doms sind zum wesentlichsten Teil aus Topfstein dieser Lokalität verarbeitet. Die Farbe dieses Gesteins ist grau-blau, dunkler und schöner als die des Gesteins von Bakaunet.

Der Mineralbestand ist folgender: Talk und Chlorit (Hauptgemengteile), Magnesit, Eisenerz, Pyrit und Kalkspat (Neben- und Übergemengteile).

Der Talk tritt schuppenförmig, gleichmässig im Gestein verteilt, auf. Die Grösse der verschiedenen Individuen ist durchschnittlich verhältnismässig klein.

Der Chlorit ist, neben dem Talk, der wichtigste Bestandteil des Gesteins. Die Grösse der Chloritblätter schwankt sehr stark. Sie liegt gewöhnlich zwischen 0.1 und 0.5 mm. Der Pleochroismus ist folgender: α = hellgelb, $\beta = \gamma$ = hellgrün. Die Interferenzfarben unter gekreuzten Nicols sind dunkelgrau bis fast schwarz.

Von den Nebengemengteilen spielt besonders der Magnesit



Fig. 10. Das Topfsteinsvorkommen von Bakaunet.
(G_1 = Grünstein (Spilit)).

eine wichtige Rolle. Er scheint im Topfstein von Klungen immer gleichmässig im Gestein verteilt zu sein. Der Kalkspat ist, wenn vorhanden, völlig sekundär.

Eine chemische Analyse dieses Gesteins ist unten angegeben.

Analyse des Topfsteins von Klungen (Analyse XIV).

SiO ₂	42.47 %
TiO ₂	0.65 -
Al ₂ O ₃	6.15 -
Fe ₂ O ₃	6.14 -
Cr ₂ O ₃	0.49 -
FeO	7.27 -
MnO	0.12 -
MgO	26.40 -
CaO	0.94 -
Na ₂ O	0.00 -
K ₂ O	0.10 -
P ₂ O ₅	0.03 -
CO ₂	1.95 -
S	0.07 -
H ₂ O + 105°	6.82 -
H ₂ O - 105°	0.15 -
	99.75 %

Dichte (d/18/4/l) = 2.796.

Die Molekularwerte des Gesteins sind unten angeführt. Zum Vergleich ist der Typus des peridotitischen Magmas ([34] S. 132) gleichfalls angegeben:

	si	al	fm	c	alk	mg	h
Topfstein von Klungen	77	6.5	91.5	2	0	0.79	41.0
Peridotisches Magma .	60	5	90	4	1	0.90	—

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle XIV. Da Kalkspat als sekundäres Mineral in Klüften und Spalten des Gesteins vorkommt, wird der totale CaO-Gehalt in der Form dieses Minerals in Rechnung gebracht. Das im Gestein gleichmässig verteilte Karbonat ergibt sich somit als Magnesit. Der Gehalt an Erzmineralien wird auf 3 % geschätzt; wegen des hohen Fe₂O₃-Gehalts der Analyse wird das Erzmineral in der

Form von Hämatit gerechnet. Nachdem der Schwefel als Pyrit, die Phosphorsäure als Apatit, die Titansäure als Ilmenit und die Chromsäure als Chromit verrechnet worden sind, ergibt sich der Rest als Talk und Chlorit.

Die Zusammensetzung des Talks entspricht bei dieser Berechnung der Zusammensetzung des Talks von Einunda, Foldal ([35] S. 9).

Der Talk des Topfsteins von Klungen.

SiO ₂	62.75 %
Fe ₂ O ₃	2.04 -
FeO	3.06 -
MgO	27.56 -
H ₂ O	4.59 -
	<hr/>
	100.00 %

Die Zusammensetzung des Chlorits entspricht etwa der Zusammensetzung eines FeO-haltigen Klinochlors.

Der Chlorit des Topfsteins von Klungen.

SiO ₂	33.17 %
Al ₂ O ₃	12.73 -
Fe ₂ O ₃	4.54 -
FeO	10.70 -
MnO	0.25 -
MgO	28.28 -
K ₂ O	0.20 -
H ₂ O	10.13 -
	<hr/>
	100.00 %

Der normative Mineralbestand des Topfsteins von Klungen — auf 100 % umgerechnet — ist unten angeführt. (Der Gehalt an Kalkspat ist nicht berücksichtigt worden, gleichzeitig ist der totale MgO-Gehalt als Silikat in Rechnung gebracht).

Chromit	0.79 %
Ilmenit	1.38 -
Magnetit	9.86 -
Korund	6.83 -
Enstatit	79.95 -
Forsterit	1.19 -
	<hr/>
	100.00 %

Ein grosser Teil des Eisengehalts lag, aller Wahrscheinlichkeit nach, ursprünglich in der Form von Silikat vor; gleichzeitig wurde im primären Gestein der totale Tonerdegehalt, der in dem normativen Mineralbestand in der Form von Korund auftritt, mit Sicherheit von einem tonerdeführenden Pyroxenmineral in Anspruch genommen.

Unter der Voraussetzung, dass während der Metamorphose weder Stoffzufuhr noch Stoffabfuhr (mit Ausnahme des Wassers und der Kohlensäure) stattgefunden hat, ergibt sich somit, dass der Topfstein im primärmagmatischen Zustand wahrscheinlich als Pyroxenperidotit entwickelt war.

Das Topfsteinsvorkommen von Klungen liegt — wie das Vorkommen von Bakaunet — im Spilit (Grünstein) der By-markgruppe. Die Steinbrüche von Klungen sind aber an allen Seiten von Wiesen umgeben; die Kontaktverhältnisse lassen sich deshalb an dieser Stelle nicht studieren.

Der Grünstein von Klungen gehört dem ordinären Grünsteintypus an. Gleich unterhalb des Topfsteinsvorkommens, in der Nähe von Öie, ist die Textur des Gesteins ausgeprägt massig; gleichzeitig hat das Gestein an dieser Stelle eine bankförmige Absonderung erhalten.

Der Grünstein dieser Lokalität hat während der Bauperiode des Trondhjemmer-Doms zu einem grossen Teil als Baumaterial der Kirche gedient. Etwa die Hälfte des ganzen Baus besteht aus Grünstein von Öie; die andere Hälfte besteht aus Topfstein von Bakaunet.

Der Mineralbestand des Grünsteins von Öie ist folgender: Hornblende, Plagioklas und Chlorit (Hauptgemengteile), Kalkspat und Titanit (Nebengemengteile).

Das Hornblendemineral tritt teils in grossen, fast isometrisch entwickelten Krystallen, teils in dünnen, nadelförmigen Krystallen auf. Die grössten Individuen scheinen an den Endflächen teilweise stark zerfranzt zu sein. Der Pleochroismus ist folgender: α = fast farblos, β = grün, γ = blaugrün. $\angle c/\gamma = 16.5^\circ (17^\circ)$. Der Achsenwinkel, $2V =$ etwa 75° . Der optische Charakter ist negativ.

Der Plagioklas kommt zum überwiegenden Teil in ganz kleinen, zerquetschten Individuen vor. Der An-Gehalt ist sehr klein.

Der Chloritgehalt ist anscheinend stark wechselnd. In mehreren Dünnschliffen fehlt der Chlorit völlig. Der Pleochroismus ist: α = hellgelb, $\beta = \gamma$ = grün (ungefähr gleich dem Farbton des β -Strahls der Hornblende). Die Interferenzfarben unter gekreuzten Nicols sind dunkelgrau.

Von den Nebengemengteilen spielt der Kalkspat anscheinend die wichtigste Rolle. Der Gehalt an diesem Mineral schwankt

aber sehr stark; in mehreren Dünnschliffen ist der Kalkspat überhaupt nicht vorhanden. Er wird wahrscheinlicherweise zum Teil durch Epidot ersetzt. Der Titanit kommt in ganz winzigen, idiomorphen Individuen, gleichmässig im Gestein verteilt, vor.

Das Nebengestein des Topfsteins von Klungen hat somit etwa denselben petrologischen Charakter wie das Nebengestein des Topfsteins von Bakaunet. Sie repräsentieren alle beide ein Übergangsglied zwischen der Epidot-Amphibolitfacies und der Aktinolit Grünsteinsfacies.

Topfsteine kommen anscheinend in Gebieten verschieden metamorphen Grads vor. Sie treten in Phyllit-Glimmerschiefer- und Gneisgebieten auf. Nach der Literatur ([36] S. 76) kommen Topfsteine gelegentlich auch mit Serpentinegesteinen zusammen vor.

Nach den neueren Untersuchungen von W. N. BENSON [37] u. a. ist die Serpentinisierung wenigstens teilweise als ein post-magmatischer Prozess der peridotitischen Intrusion aufzufassen. Es liegt nahe an der Hand, die Topfsteinbildung in ähnlicher Weise zu erklären. Das Produkt einer eventuellen Hydratisierung der Peridotitgesteine würde somit in erster Linie eine Funktion des Chemismus des in Betracht kommenden Peridotitgesteins sein. Es wäre in dieser Verbindung auch von grossem Interesse zu erfahren, ob — wie V. M. GOLDSCHMIDT hervorgehoben hat [38] — die primären Peridotitgesteine unter Umständen auch als Ergussgesteine aufgefasst werden können.

Die geologischen Verhältnisse im Trondhjemgebiet liegen für die Erledigung dieser Fragen besonders günstig an. Der Grad der Metamorphose ist stark wechselnd, gleichzeitig treten an vielen, verschiedenen Stellen Topfsteine und Serpentinegesteine auf. Ich habe deshalb eine genaue geologische und petrologische Untersuchung sämtlicher Topfsteins- und Serpentinegesteinsvorkommen des Trondhjemgebiets geplant. Bevor das Resultat einer solchen Untersuchung vorliegt, scheint es vielleicht etwas übereilt, die Bildungsbedingungen dieser Gesteine zur Erörterung zu bringen.

V.

DIE AUGENGNEISE WESTLICH DES TRONDHJEMGEBIETS.

Einleitung. In der älteren geologischen Literatur ist mehrmals erwähnt worden (TÖRNEBOHM, GOLDSCHMIDT, CARSTENS u. a.), dass Augengneise verschiedener Typen als Umrahmung des Trondhjemgebiets auftreten. Und nach den neueren geologischen Untersuchungen scheint es jetzt mit Sicherheit festgestellt zu sein, dass sämtliche Gneisgesteine westlich und östlich der randlich auftretenden Rørosformation dem Grundgebirge angehören.

In den Gneisgebieten kommen die Augengneise grösserer und kleinerer Mächtigkeit immer in stetiger Wechsellagerung mit ordinären Gneisen vor. An mehreren Stellen der Gneisgebiete sind sämtliche Gneisgesteine von jüngeren Diabas oder Amphibolitgängen durchsetzt, z. B. am Kjöra in Orkedalsfjord, wo man im Kontakthof eines etwa 2 m mächtigen Amphibolitganges eine chemische und mineralogische Umwandlung des Gneisgesteins, in casu des Augengneises, nachweisen kann.

Die Streichrichtung der Gneisformation am westlichen Ufer des Orkedalsfjords ist etwa NNE-NE. Der am Kjöra auftretende Amphibolitgang überquert die Schichtflächen der Gneisgesteine mit N-S-licher Streichrichtung.

Die Mächtigkeit des Ganges ist etwa 2 m; die Breite des Kontakthofs ist dagegen nur 0.5—1 m. Die Umwandlungsphänomene sind am deutlichsten auf einer kleinen Landzunge, gleich nördlich der Anlegestelle der Dampfer.

Der Amphibolit hat eine dunkelgrüne Farbe. Die Struktur ist porphyrisch. Das Einsprenglingsmineral ist Plagioklas, der zum wesentlichsten Teil in ein Epidotaggregat umgewandelt worden ist. Der Mineralbestand der Grundmasse ist Hornblende, Epidot, Kalkspat, Biotit, Chlorit und Titanit.



Fig. 11 Amphibolitgang (A) im Augengneis, Kjöra, Orkedalsfjord.

Der Durchmesser der Plagioklaskörner ist durchgehend etwa 3—5 mm. Der An-Gehalt beträgt etwa 20%. Gewöhnlich ist der Plagioklas fast völlig in ein feinkörniges Aggregat von Epidotindividuen umgewandelt, so dass unter dem Mikroskop nur kleine Flecken vom Plagioklas sichtbar sind.

Kleine Epidotkrystalle treten auch in der Grundmasse auf. Zonarstruktur tritt nur ganz schwach hervor; die Hülle ist immer eisenreicher als der Kern.

Hornblende ist neben Epidot der wichtigste Bestandteil des Gesteins. Sie scheint gelegentlich in Biotit umgewandelt zu sein. Der Pleochroismus ist folgender: α = hellgelb, β = grün, γ = grünblau.

Die Biotitindividuen des Gesteins sind anscheinend haupt-

sächlich aggregatförmig angereichert; sie geben dadurch dem Amphibolit teilweise ein gesprenkeltes Aussehen.

Chlorit kommt nur ganz spärlich als Umwandlungsprodukt des Biotits vor. Die Farbe ist grasgrün.

Von den Neben- und Übergangsteilen des Gesteins sind Titanit und Kalkspat in erster Linie zu erwähnen.

Wie schon eingangs erwähnt, zeigt der Augengneis von Kjöra im Kontakthof des Amphibolitganges mit unbewaffnetem Auge deutliche Umwandlungsphänomene.

Um den inneren Charakter dieser Umwandlung kennen zu lernen, habe ich den umgewandelten Augengneis, wie auch den am Kjöra anstehenden, ordinären Augengneis, einer chemischen und petrologischen Untersuchung unterworfen.

Der Augengneis von Kjöra. Die Feldspatauge des Augengneises sind immer mehr oder weniger ellipsoidisch ausgeformt; sie bestehen aus einem grauweissen Orthoklas- oder Mikroklinperthit, der meistens nur ein einheitliches Individuum bildet. Der Perthit ist, wie in den Rapakiwigesteinen, vielmals von einem Plagioklasmantel umgeben. Das Grundgewebe (die Grundmasse) besteht hauptsächlich aus Biotit, beiderlei Feldspäten, Epidot, Granat und Quarz, unter Umständen auch aus Hornblende.

Der Orthoklas- oder Mikroklinperthit der Feldspatellipsoide ist gewöhnlich von kleinen, unregelmässig verlaufenden Adern, zum wesentlichsten Teil aus Quarz- und Plagioklaskörnern bestehend, durchwoben (siehe die Beschreibung der Feldspatellipsoide des Rapakiwisyenits von Drivdalen [39]).

Der Plagioklas tritt zu einem wesentlichen Teil als kleinere Einschlüsse in den Orthoklas- oder Mikroklinperthitindividuen, hauptsächlich in Adern und Nestern, auf. Ferner kommt er teils mantelförmig um die Perthitindividuen herum, teils auch in der Grundmasse innig mit Biotit vermischt, vor. Der An-Gehalt beträgt etwa 20 %.

Der Biotit des Gesteins zeigt etwa denselben Pleochroismus wie die Biotite der Augengneise von Drivdalen: $\alpha =$ hellgelb, $\beta = \gamma =$ dunkel braungrün. Die Zusammensetzung ist deshalb wahrscheinlicherweise wie die eines Haughtonits.

Der Quarz tritt hauptsächlich in wohl abgerundeten Körnern in der Grundmasse auf.

Von den Nebengemengteilen des Gesteins spielen Epidot, Granat und Titanit die weitaus grösste Rolle. Sie kommen alle gleichmässig im Grundgewebe des Gesteins verteilt vor. Hornblende tritt gewöhnlich ganz untergeordnet auf. Die Farbe des Minerals ist intensiv grün. Der Achsenwinkel ist verhältnismässig klein.

Die Textur ist schwach schieferig. Die Struktur ist kristalloblastisch-granoblastisch. Der Durchmesser der Feldspatellipsoide liegt gewöhnlich zwischen 2 und 5 cm, ausnahmsweise geht er doch bis 10 cm hinauf.

Die Analyse des Gesteins ist unten angeführt. Zum Vergleich ist die Zusammensetzung des deformierten Rapakiwisyenits von Drivdalen ([40] S. 244) angegeben.

	Analyse des Augengneises von Kjöra (Analyse XV).	Der deformierte Rapakiwisyenit von Drivdalen.
SiO ₂	61.50 %	61.35 %
TiO ₂	0.88 -	0.96 -
ZrO ₂	—	0.07 -
Al ₂ O ₃	16.48 -	16.53 -
Fe ₂ O ₃	1.75 -	1.92 -
FeO	5.17 -	4.16 -
MnO	0.14 -	0.12 -
MgO	1.15 -	0.99 -
CaO	2.98 -	3.74 -
BaO	—	0.21 -
Na ₂ O	3.42 -	3.90 -
K ₂ O	5.05 -	4.28 -
P ₂ O ₅	0.18 -	0.32 -
CO ₂	0.00 -	0.00 -
S	0.13 -	0.05 -
H ₂ O + 105°	0.87 -	0.67 -
H ₂ O — 105°	0.11 -	0.35 -
	99.81 %	99.62 %

Dichte (d/18/4/1) = 2.774.

2.774.

Durch die Molekularwerte nach NIGGLI werden die beiden Gesteine folgendermassen charakterisiert:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Augengneis, Kjöra	228	36	27.5	12	24.5	0.49	0.23
Rapakiwisyenit, Drivdalen	229.5	36.5	24	15	24.5	0.42	0.23

Die Mineralberechnung geht aus Tabelle XV hervor. Der Mineralbestand des Gesteins — auf 100 % umgerechnet — und derjenige des deformierten Rapakiwisyenits von Drivdalen ist:

	Der Mineralbestand des Augengneises von Kjöra	Der Mineralbestand des Gesteins von Drivdalen.
Zirkon	—	0.10 %
Pyrit	0.24 %	0.10 -
Apatit	0.42 -	0.77 -
Granat	2.01 -	4.08 -
Titanit	2.17 -	1.57 -
Epidot	5.02 -	7.14 -
Quarz	16.56 -	15.12 -
Kalifeldspat	17.80 -	19.36 -
Biotit	22.15 -	14.28 -
Oligoklas	33.63 (Ab ₈₇ An ₁₃)	37.48 (Ab ₈₆ An ₁₄)
	100.00 %	100.00 %

Wegen des Albitgehalts des Perthits wird bei der Berechnung der Anorthitgehalt des Plagioklasfeldspats bis auf 13 % herabgesetzt. Der Granat- und Epidotgehalt des Gesteins wird auf 2 ⁰/₃, beziehungsweise 5 ⁰/₁₀, geschätzt. Dadurch erhält der Biotit die folgende Zusammensetzung:

Der Biotit des Augengneises von Kjöra.

SiO ₂	37.95 %
Al ₂ O ₃	19.90 -
Fe ₂ O ₃	4.02 -
FeO	19.49 -
MnO	0.64 -
MgO	5.22 -
K ₂ O	9.29 -
H ₂ O	3.49 -

100.00 %

Aus der obenstehenden Darstellung geht mit Deutlichkeit hervor, dass die beiden Gesteine, der Augengneis von Kjöra und der deformierte Rapakiwisyenit von Drivdalen, in chemischer und petrologischer Beziehung innig verwandt sind. Da die Feldspatauge des Augengneises unter Umständen auch Rapakiwi-Struktur zeigen (Kern, aus Kalifeldspat bestehend, von einem Plagioklasmantel umrandet), ist wohl die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen, dass der Augengneis von Kjöra primär als ein Rapakiwisyenit entwickelt war (siehe auch [40]).

Der kontaktmetamorphosierte Augengneis von Kjöra. Schon im Gebiet weicht dieses Gestein merkbar von dem ordinären

Augengneis ab. Die Farbe der Augen ist fast schneeweiss geworden; gleichzeitig ist der Valeur der Farbe des ganzen Gesteins bedeutend heller geworden. Die Struktur des Gesteins ist jedoch im grossen und ganzen unverändert geblieben.

Es tritt schon mit unbewaffnetem Auge deutlich hervor, dass die Augen des Gesteins nicht — wie im ordinären Augengneis — aus einheitlichen Feldspatindividuen bestehen, sondern dass sie aus weissen, feinkörnigen Krystallaggregaten zusammengesetzt sind. Man bekommt den Eindruck, dass eine Verquarzung (Silifizierung) des Gesteins stattgefunden hat.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich aber, dass der Mikroklinperthit zum grössten Teil in ein feinkörniges Aggregat, aus Oligoklasfeldspat bestehend, metasomatisch umgewandelt worden ist. Nur hie und da treten Reste des ursprünglichen Mikroklinperthits hervor. Der Oligoklas ist gewöhnlich nicht verzwilligt; Zwillingstreifung nach dem Periklingesetz tritt jedoch gelegentlich auf. Der Durchmesser der Oligoklasindividuen beträgt durchschnittlich etwa 0.1 mm; Krystallbegrenzung scheint völlig zu fehlen.

Im Grundgewebe des Gesteins ist die Umwandlung weniger markant; sie ist jedoch gewöhnlich leicht nachzuweisen. Der Biotit ist zum wesentlichsten Teil chloritisiert worden; gleichzeitig ist der totale Gehalt an Biotit-Chlorit Mineralien bedeutend geringer als im unumgewandelten Gestein. Der Epidotgehalt ist dagegen unzweifelhaft grösser geworden.

Die Textur und Struktur des Gesteins sind in den Hauptzügen wie die des unveränderten Augengneises.

Analyse des kontaktmetamorphosierten Augengneises. (Analyse XVI). Der ordinäre Augengneis.

SiO ₂	61.68 %	61.50 %
TiO ₂	1.18 -	0.88 -
Al ₂ O ₃	18.01 -	16.48 -
Fe ₂ O ₃	1.57 -	1.75 -
FeO	2.93 -	5.17 -
MnO	0.13 -	0.14 -
MgO	1.42 -	1.15 -
CaO	5.50 -	2.98 -
Na ₂ O	4.96 -	3.42 -
K ₂ O	0.98 -	5.05 -
P ₂ O ₅	0.30 -	0.18 -
CO ₂	0.00 -	0.00 -
S	0.27 -	0.13 -

H ₂ O + 105°	1.15 %	0.87 %
H ₂ O - 105°	0.10	0.11
	100.18 %	99.81 %
Dichte (d 18/4) 2.788.		2.774.

Die Molekularwerte der Gesteine sind die folgenden:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Kontaktmetamorphosierter Augengneis	222	38	21	21.5	19.5	0.11	0.36
Ordinärer Augengneis	228	36	27.5	12	24.5	0.49	0.23

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle XVI. Der Mineralbestand — auf 100 % umgerechnet — ist folgender:

	Der Mineralbestand des kontaktmetamorphosierten Augengneises.	Der Mineralbestand des ordinären Augengneises.
Pyrit	0.50%	0.24%
Apatit	0.69	0.42
Titanit	2.89	2.17
Granat	4.00	2.01
Kalifeldspat	5.01	17.80
Epidot	8.48	5.02
Biotit und Chlorit	8.61	22.15
Quarz	16.48	16.56
Oligoklas	53.34 (20% An)	33.63 (13% An)
	100.00 %	100.00 %

Bei der Mineralberechnung erhält das Biotit-Chlorit-Mineral die untenstehende Zusammensetzung.

Das Biotit-Chlorit-Mineral des kontaktmetamorphosierten Augengneises.

SiO ₂	29.85 %
Al ₂ O ₃	24.86
Fe ₂ O ₃	0.58
FeO	13.82
MnO	1.51

MgO	16.49 %
K ₂ O	1.51 -
H ₂ O	11.38 -
100.00 %	

Aus der obenstehenden Darstellung ergibt sich somit, dass in dem umgewandelten Augengneis ein ganz bedeutender Stoffaustausch stattgefunden hat. Während insbesondere Na₂O und CaO und wohl auch Al₂O₃ zugeführt worden sind, ist gleichzeitig K₂O (neben FeO) in nennenswerten Mengen verschwunden.

Die Quelle des Natrons und des Kalks dürfte, aller Wahrscheinlichkeit nach, in Lösungen zu suchen sein, die mit dem Amphibolitgestein genetisch verknüpft waren. Und da — wie schon früher erwähnt — der Amphibolitgang aggregatförmig an Biotit angereichert ist, scheint es gleichzeitig ganz plausibel, anzunehmen, dass der von dem umgewandelten Augengneis extrahierte Kaligehalt seinerseits im Amphibolitgestein fixiert worden ist.

Der Prozess, der im Kontakthof des Amphibolitganges stattgefunden hat, kann somit als eine normale Austauschmetasomatose bezeichnet werden (siehe [41] S. 199 und die dort erwähnte Literatur). Das Resultat dieser Metasomatose ist mineralogisch hauptsächlich durch die Umwandlung der Mikroklinperthitaugen des Gneisgesteins in ein feinkörniges Aggregat, aus Oligoklasfeldspat bestehend, und durch gleichzeitige Abnahme der femischen Mineralien des Grundgewebes gekennzeichnet.

Stöchiometrisch lässt sich die Feldspatmetasomatose folgendermassen ausdrücken:



Durch die Bildung des Anorthitmoleküls wird nach Gleichung (2) Kieselsäure in Freiheit gesetzt; ein Teil der Kieselsäure wird wahrscheinlicherweise zur Neubildung von Quarz verwendet, ein anderer Teil wird eventuell von der in kleinerem Maßstab zugeführten Tonerde in Anspruch genommen. Wegen der Grobkörnigkeit des in Betracht kommenden Gesteins lässt sich aber die Metasomatose nicht immer schrittweise verfolgen und kontrollieren.

VI.

DIE GANGFÖRMIGEN ANDESINFELSE WESTLICH DES TRONDHJEMGEBIETS.

An mehreren Stellen in dem präkambrischen Gebiet gleich westlich der westlichen Grenze des Trondhjemgebiets, z. B. zwischen Gjevilvand und Skarvand in Trollheimen und in der Umgegend vom Bahnhof Drivstua in Drivdalen treten weisse labradorfelsähnliche Gesteine gangförmig auf. Die Streichrichtung ist hauptsächlich NS; in dieser Richtung lassen sich die Gänge gewöhnlich kilometerweit verfolgen. Die Mächtigkeit beträgt durchschnittlich nur einige Meter. Die Nebengesteine sind Glimmerschiefer und Gneise verschiedener Typen; der Verband ist konkordant. Innerhalb des Trondhjemgebiets fehlen die weissen labradorfelsähnlichen Gesteine völlig; sie treten in diesem Gebiet weder in Gängen noch in Massiven auf.

Unter dem Mikroskop tritt es deutlich hervor, dass die labradorfelsähnlichen Ganggesteine während der Dislokationsmetamorphose völlig deformiert worden sind.

Um die genetische Stellung dieser Gesteine kennen zu lernen, habe ich den Labradorfelsgang (Andesinfelsgang) gleich nördlich von Drivstua einer petrologischen und chemischen Untersuchung unterworfen. Der Mineralbestand ist folgender: Plagioklas, rhombischer Zoisit und Muscovit. Kalkspat, Titanit und Chlorit treten nur ganz untergeordnet auf.

Der Plagioklas kommt in kleinen, mehr oder weniger abgerundeten, isometrischen Körnern vor. Zwillingsbildung fehlt in den meisten Fällen, gelegentlich kommt jedoch Zwillingsstreifung nach dem Periklingesetz vor. Die Grösse der Plagioklaskörner scheint stark zu variieren; im analysierten Stücke beträgt der Durchmesser durchschnittlich etwa 0.5 mm. Der An-Gehalt beträgt etwa 30%.

Der Zoisit ist immer nach der c-Achse, die gewöhnlich in der schwach ausgeprägten Schieferungsebene des Gesteins gelegen

ist, gestreckt. Der Achsenwinkel des Minerals ist sehr klein. Der optische Charakter ist positiv. Die Grösse der Zoisitindividuen scheint stark zu schwanken.

Der Muscovit kommt in kleinen, parallelorientierten Schuppen, gleichmässig im Gestein verteilt, vor; er verleiht dem Gestein eine schwach schieferige Textur.

Die Farbe des Labradorfels (Andesinfels) ist fast schneeweiss — aus der Ferne hat das Gestein eine grosse Ähnlichkeit mit Quarzitgesteinen.

Das Resultat der chemischen Analyse ergab:

Analyse des Andesinfels von Drivdalen (Analyse XVII).

SiO ₂	54.95	°/o
TiO ₂	0.07	-
Al ₂ O ₃	27.63	-
Fe ₂ O ₃	0.14	-
FeO	0.24	-
MnO	0.01	-
MgO	0.20	-
CaO	8.98	-
Na ₂ O	5.69	-
K ₂ O	1.11	-
P ₂ O ₅	0.008	-
CO ₂	0.13	-
S	0.00	-
H ₂ O + 105°	0.90	-
H ₂ O - 105°	0.04	-
	100.09	°/o

Dichte ($d/18/4/1$) = 2.786.

Die Molekularwerte des Gesteins sowie diejenigen eines Anorthosits von Canada und eines Andesinfels vom Bergengebiet, Norwegen ([34] S. 140) sind die folgenden:

	si	al	fm	c	alk	k	mg
Andesinfels, Drivdalen .	168	49.5	2	29.5	19	0.12	0.50
Anorthosit, Canada . . .	160	48.5	1	30.5	20	0.10	—
Andesinfels, Bergengeb.	186	47	6.5	27.5	19	0.13	0.20

Sämtliche Gesteine gehören nach NIGGLI zur anorthositischen Zweigreihe der Kalk-Alkali-Reihe. Aus den obenstehenden Zahlen geht die grosse Übereinstimmung im Chemismus zwischen den verschiedenen Gesteinen deutlich hervor.

Die Mineralberechnung ergibt sich aus Tabelle XVII. Bei dieser Berechnung erhält der Muscovit folgende Zusammensetzung:

Der Muscovit des Andesinfelses von Drivdalen.

SiO ₂	43.89 ^{0/} / ₀
Al ₂ O ₃	36.68 .
Fe ₂ O ₃	1.21 -
FeO	2.07 -
MnO	0.09 -
MgO	1.72 .
K ₂ O	9.59 -
H ₂ O	4.75

100.00 %

Da der Mineralbestand des Labradorfelses (Andesinfelses) typisch metamorph ist, habe ich unten den normativen Mineralbestand — auf 100 % umgerechnet — angeführt:

Ilmenit	0.14 %
Magnetit	0.20 -
Orthoklas	6.28 .
Albit	45.75 .
Anorthit	44.09 .
Nephelin	1.48 -
Korund	1.06 -
Olivin	1.00 .

100.00 %

Nach der obenstehenden Darstellung scheint es somit berechtigt zu sein, das in Betracht kommende Gestein mit dem Namen Andesinfels zu belegen.

Auch an anderen Stellen im präkambrischen Gebiet, westlich des Trondhjemgebiets, sind Gänge von Andesin- oder Labradorfelsen ähnlichen Charakters nachgewiesen worden, z. B. am Fluss Kvisla in Skraafjord, Fosen. Der Andesinfels von Skraafjord hat denselben Mineralbestand wie das Gestein von Drivstua, er ist im Handstück mit diesem bis zum Verwechseln ähnlich.

In der Umrahmung des Trondhjemgebiets kommen labradorfelsähnliche Gesteine auch gelegentlich in grösseren Massiven vor, z. B. in Lesja, verhältnismässig weit von der Westgrenze dieses Gebiets entfernt und in einem typischen Grundgebirgsgebiet gelegen. Um den eventuellen, genetischen Verband dieser Gesteine mit den oben erwähnten gangförmigen Massen zu prüfen, habe ich das Eisenerzgebiet zu Lesja — die Heimat der Labradorfelsmassive — geologisch und petrologisch untersucht.

Die Eisenerzvorkommen zu Lesja ([42] S. 120) liegen auf der nördlichen Talseite ungefähr mitten auf dem Wege zwischen den Bahnhöfen Lesjaskog und Lesjaverk, etwa $\frac{1}{2}$ bis $1\frac{1}{2}$ km von der Eisenbahnlinie entfernt. Das Hauptgestein des Erzgebiets ist ein Dioritgneis; die Streichrichtung ist E-lich, das Einfallen ist hauptsächlich N-lich, zum Teil auch S-lich.

Der Mineralbestand des Dioritgneises ist folgender: Plagioklas, Quarz und Biotit (Hauptgemengteile), Chlorit, Epidot-Klinozoisit, Eisenerz, Zirkon und Apatit (Neben- und Übergemengteile).

Der Plagioklas tritt teils in isometrischen, teils auch in langgestreckten Individuen auf. Zwillingsstreifung (sowohl nach dem Albit- als auch nach dem Periklingesetz) ist meistens, aber nicht immer, vorhanden. Der An-Gehalt beträgt 22—25 %.

Der Quarz kommt gewöhnlich in mehr oder weniger abgerundeten Körnern vor, zum Teil völlig in Plagioklas eingeschlossen.

Der Biotit tritt in subparallel orientierten Schuppen auf; er ist teilweise schwach chloritisiert.

Die Struktur ist kristalloblastisch-granoblastisch, die Textur ist schieferig. Die Korngrösse beträgt durchschnittlich etwa 1—2 mm.

An verschiedenen Stellen innerhalb des Erzgebiets treten mehr untergeordnet gabbroidale und labradorfelsähnliche Gesteine auf, wohl gewöhnlich durch Übergänge mit dem angrenzenden Dioritgneis verbunden.

Der Mineralbestand dieser Gesteine ist folgender: Plagioklas, Biotit und Hornblende (Hauptgemengteile), Chlorit, Eisenerz, Epidot-Klinozoisit, Sericit und Zirkon (Neben- und Übergemengteile).

Der Plagioklas tritt gewöhnlich in isometrischen Körnern auf; die Grösse der verschiedenen Individuen wechselt stark. Der Plagioklas ist in den meisten Fällen nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt. Der An-Gehalt beträgt etwa 50 %.

Der Biotitgehalt ist gewöhnlich verhältnismässig klein. Die Farbe ist gleich der Farbe des Biotits des Gneisgesteins. Die Chloritisierung ist schwach.

Der Hornblendegehalt ist stark schwankend. Teils tritt die Hornblende als ein wesentlicher Bestandteil auf, teils fehlt sie völlig. Der Pleochroismus ist folgender: α = hellgelb, β = grün, γ = blaugrün. Der Achsenwinkel, $2V$ = etwa 70° . Der optische Charakter ist negativ.

Die Textur ist massig (bis schwach schieferig).

Die an den femischen Mineralien ärmsten Varietäten dieser Gesteine haben eine weisse bis grauweisse Farbe. Sie müssen in petrologischer Beziehung als Labradorfelse (Andesinfelse) bezeichnet werden. Sie erinnern, ihrem Aussehen nach, an die oben erwähnten gangförmigen Andesinfelse von Drivdalen und Trollheimen.

Als typisch magmatische Aussonderungen dieser Gesteinstypen treten die Eisenerzvorkommen stockförmig, gangförmig oder lagerförmig auf. Sie sind gewöhnlich durch eine Zone, aus «Skarnmineralien» bestehend, vom Nebengestein getrennt.

Die in Betracht kommenden «Skarnmineralien» sind die folgenden: Hornblende, Biotit, Plagioklas, Granat, Magnetit und Ilmenit.

Die grüne Hornblende ist der überaus wichtigste Bestandteil der «Skarnzone». Biotit scheint gleichfalls immer vorhanden zu sein, doch kommt er in quantitativer Beziehung wahrscheinlich mehr untergeordnet vor. Die beiden Mineralien haben denselben Charakter wie in den gabbroidalen und labradorfelsähnlichen Gesteinen.

Der Plagioklas ist in den meisten Fällen nach dem Albit- und Periklingesetz verzwillingt; seine Grösse ist stark schwankend. Der An-Gehalt beträgt etwa 50 %.

Der Granat kommt lokal in grösserer Menge vor, zum Teil fehlt er auch völlig. Die Farbe ist im Dünnschliff rötlich; unter gekreuzten Nicols ist der Granat völlig schwarz.

Die Erzminerale, Magnetit und Ilmenit, kommen gleichmässig im Gestein verteilt vor. Der Gehalt ist starken Schwankungen unterworfen.

Die Textur ist massig bis schwach schieferig. Die Korngrösse beträgt durchschnittlich 1—3 mm.

Der Mineralbestand der Erzkörper ist folgender: Magnetit, Ilmenit, grüner Spinell und Biotit (Hauptgemengteile), Chlorit, Plagioklas und Apatit (Neben- und Übergemengteile).

Aus den Untersuchungen im Anschliff ergibt sich, dass das Eisenerz zu Lesja aus einem Aggregat aus etwa gleichmässig grossen Magnetit- und Ilmenitindividuen besteht. Der Magnetit kommt als Hauptbestandteil vor. Parallel zu den Oktaederflächen dieses Minerals sind ganz kleine Lamellen eines dunkler gefärbten Minerals eingelagert. Das dunkler gefärbte Mineral

erinnert, seinem Aussehen nach, völlig an das Spinellmineral, das in selbständigen Individuen als Zwischenklemmungsmasse der beiden Erzminerale auftritt (Nach B. GRANIGG und H. SCHNEIDERHÖHN bestehen gewöhnlich die in den Magnetitkörnern parallel zu den Oktaederflächen eingelagerten Lamellen aus Ilmenit und diejenigen, die parallel zu den Würfelflächen eingelagert sind, aus Spinell). Die Ilmenitindividuen des Anschliffs sind dagegen völlig homogen. Der Durchmesser der Erzkörner beträgt durchschnittlich etwa 0.3—0.4 mm.

In einer in zufälliger Weise ausgelesenen Erzprobe betrug der TiO_2 -Gehalt etwa 8.45 %.

Aus der gesetzmässigen Verknüpfung der Titan-Eisenerzvorkommen zu Lesja mit den gabbroidalen und labradorfelsähnlichen Gesteinen des Gebiets geht mit Sicherheit hervor, dass die in Betracht kommenden Erzkörper durch magmatische Differentiationsprozesse basischer Gesteine entstanden sind.

Das Eisenerzgebiet zu Lesja dokumentiert sich somit als eine präkambrische Eruptionsprovinz, in welcher Labradorfelse und Andesinfelse unter Umständen als normale Differentiationszwischenglieder der Gesteinsreihe Diorit-Titaneisenerz auftreten können (siehe auch [43]).

Sämtliche Gesteine (und Erzkörper) des Gebiets tragen ein deutliches Gepräge der nach der Krystallisation stattgefundenen Dislokationsmetamorphose.

Als Resultat der oben angeführten Untersuchungen geht hervor, dass Andesin- und Labradorfelse im Grundgebirge westlich des Trondhjemgebiets an mehreren Stellen als Differentiationsprodukte dioritischer Magmen vorkommen. Die gangförmigen Andesinfelse von Drivdalen und Trollheimen sind somit auch, aller Wahrscheinlichkeit nach, durch magmatische Differentiationsprozesse eines zu präkambrischer Zeit existierenden Dioritmagmas hervorgegangen.

Seit der Veröffentlichung der Arbeit N. L. BOWENS über die Bildungsverhältnisse der Anorthositgesteine (1917) [44] haben sich eine grosse Reihe von Forschern mit der Genesis der Labradorfelse beschäftigt. Wir werden uns nicht an dieser Stelle an der hochinteressanten Diskussion, die durch diesen Gegenstand erregt worden ist, beteiligen, sondern uns in dieser Beziehung nur damit begnügen, auf die obenstehenden tatsächlichen Verhältnisse hinzuweisen.

VII.

GESTEINE DES TRONDHJEMGEBIETS ALS WERKZEUGSMATERIAL DER STEINZEIT UND DER BRONZEZEIT.

In den archäologischen Sammlungen des Museums der kgl. norwegischen Gesellschaft der Wissenschaften, Trondhjem, finden sich grössere Mengen verschiedener Geräte der Steinzeit und der Bronzezeit, Beile, Messer, Gesenke usw., die aus dem im Trondhjemgebiet an vielen Stellen anstehenden, unterordovicischen Spilit (Grünstein) verarbeitet worden sind. In den meisten Fällen ist das Material aber nicht genauer lokalisiert.

Es gibt gelegentlich auch Werkzeuge verschiedener Art, die aus Ganggesteinen der eigentlichen Spilit hergestelt worden sind. Ein Beispiel eines solchen Werkzeuges ist unten angeführt.

Von Herrn TH. PETERSEN, dem Direktor der archäologischen Sammlungen, wurde mir vor etwa einem Jahre ein schön angefertigtes Beil der Bronzezeit mit der Bitte zugestellt, das Material des Beils so genau als möglich zu lokalisieren. Auf den beiliegenden Etiketten stand der Name «Porfido verde antico» (Der Porfido verde antico kommt zwischen Sparta und Marathon im Peloponnes, Griechenland, vor. Er war früher ein geschätztes Baumaterial und wurde an mehreren Stellen in Süd Europa zu Dekorationen von Tempeln, Bädern usw. verwendet). Als Fundstelle des Beils war Löberg, Horg in Guldalen, angegeben.

Für die Klarlegung der Verbindungswege der Völker der Bronzezeit war die Lokalisierung des Beilmaterials somit von grosser Wichtigkeit.

Die Struktur des Beilmaterials ist porphyrisch; das Einsprenglingsmineral, der Plagioklas, hat eine hellgrüne (weissgrüne) Farbe. Die Grundmasse ist makro-strukturell feinkörnig bis dicht: die Farbe ist grasgrün.



Fig. 12. Der Labradorporphyrit von Höidal, Meldalen, und das Beil der Bronzezeit, Horg, Guldalen. 1 : 2.

Unter dem Mikroskop ergibt sich, dass der Einsprenglingsplagioklas zum wesentlichsten Teil in ein Aggregat aus Sericit und Epidot-Klinozoisit umgewandelt worden ist. Die Form ist rektangulär; die Länge beträgt durchschnittlich etwa 1 cm.

Der Mineralbestand der Grundmasse ist: Plagioklas, Chlorit, Epidot und Titanit. Pyrit kommt ganz untergeordnet vor. Die Mikro-Struktur ist ophitisch.

Der Plagioklas tritt tafelförmig (parallel zur Fläche (010)) auf, er ist gewöhnlich nach dem Albitgesetz verzwillingt. Die Länge der Individuen beträgt 0.2—0.3 mm. Der Plagioklas der Grundmasse ist, wie der Einsprenglingsplagioklas, zum Teil stark entkalkt und sericitisiert; er scheint jedoch im grossen und ganzen bedeutend frischer zu sein. Der An-Gehalt ist ganz klein.

Der Chlorit hat eine grasgrüne Farbe (β und γ), er tritt unter gekreuzten Nicols dunkel violett hervor.

Der Epidot hat eine intensiv zitronengelbe Farbe. Die Doppelbrechung ist stark — der Fe_2O_3 -Gehalt ist somit gross.

Der Titanit kommt in ganz kleinen hypidiomorph entwickelten Individuen, gleichmässig im Gestein verteilt, vor. Der Gehalt ist sehr gross.

Ganz untergeordnet tritt der Pyrit, der fast völlig in ein tief rubinrotes Mineral (Hämatit oder Goethit) umgewandelt ist, auf.

Das Beilmaterial erinnert, seinem Aussehen nach, an den Diabasporphyrit von Höidal, Meldalen. Dieses Gestein kommt

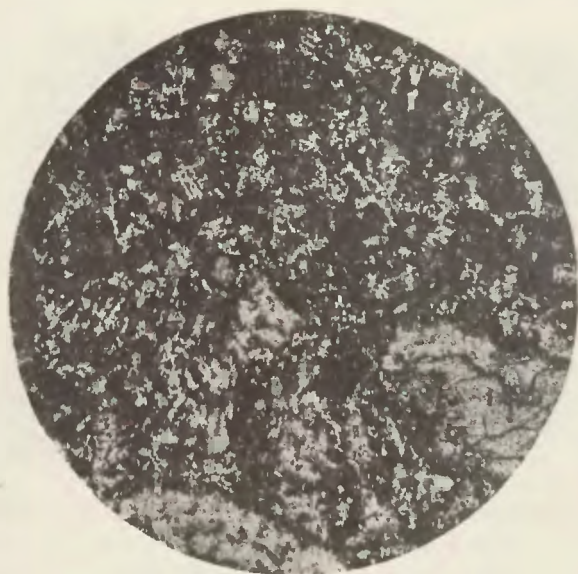


Fig. 13. Das Material des Beils, Horg. 30 : 1.

gangförmig mit N-S-licher Streichrichtung gleich westlich der Höidal Grube im Spilit (Grünstein) vor. Die Mächtigkeit beträgt einige Meter. Dünnschliffe dieses Gesteins ergeben unter dem Mikroskop genau dasselbe Bild wie die Schliffe des Beilmaterials. Der Mineralbestand der beiden Gesteine ist sowohl in qualitativer als auch in quantitativer Beziehung völlig gleich.

Zum Vergleich wurde auch der griechische Porphyry einer petrologischen Untersuchung unterworfen.

Das Einsprenglingsmineral dieses Gesteins, der Plagioklas, hat eine hellgrüne Farbe. Die Grundmasse ist makro-strukturell völlig dicht; die Farbe ist dunkel schwarzgrün.

Unter dem Mikroskop zeigt es sich, dass der Einsprenglingsplagioklas — wie im Gestein von Höidal — zum grössten Teil in ein Aggregat aus Klinozoisit und Sericit umgewandelt worden ist. In Spalten und Rissen des Minerals kommt ganz unregelmässig eine braunrote Eisenverbindung vor (Eisenoxyd). Die Form des Plagioklasminerals ist hauptsächlich rektangulär; die durchschnittliche Länge beträgt etwa 1 cm.

Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten, Chlorit, Titanit und Magnetit. Der griechische Porphyry unterscheidet sich so-

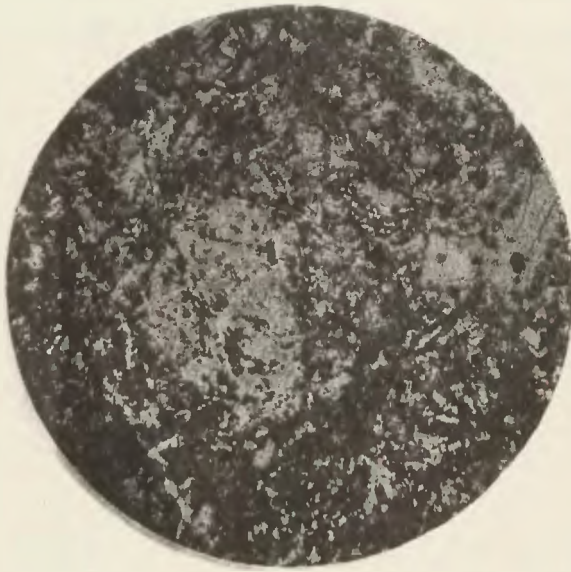


Fig. 14. Der Labradorporphyrit, Höidal. 30 : 1.

mit sowohl in struktureller als auch in mineralogischer Beziehung ganz beträchtlich von dem Material des Beils.

Die mikroskopischen Bilder der drei in Betracht kommenden Gesteine gehen aus Fig. 13—15 deutlich hervor.

Im Trondhjemgebiet, insbesondere in den Lavengebieten, finden sich an mehreren Stellen Diabasporphyrite ähnlichen Charakters, u. a. auch im Erzrevier von Lökken. Sie kommen jedoch anscheinend immer nur als Ganggesteine mit beschränkter Verbreitung vor. Östlich von Guldalen sind sie bis jetzt nicht wahrgenommen worden.

Es ergibt sich somit mit Sicherheit, dass der Diabasporphyrit von Höidal (oder andere in petrologischer Beziehung völlig identische Gesteine des Trondhjemgebiets) als Bezugsquelle für das Material des in Betracht kommenden Beils gelten müssen.

N. H. KOLDERUP hat kürzlich gezeigt, dass auch der splitische Grünstein der Westküste, der in petrologischer Beziehung mit dem unterordovicischen Grünstein des Trondhjemgebiets völlig identisch ist, als Material für eine Reihe der dort gefundenen Steinwerkzeuge benutzt worden ist [45]. Es ist auch in mehreren Fällen KOLDERUP gelungen, das Material der verschiedenen Geräte genau zu lokalisieren.

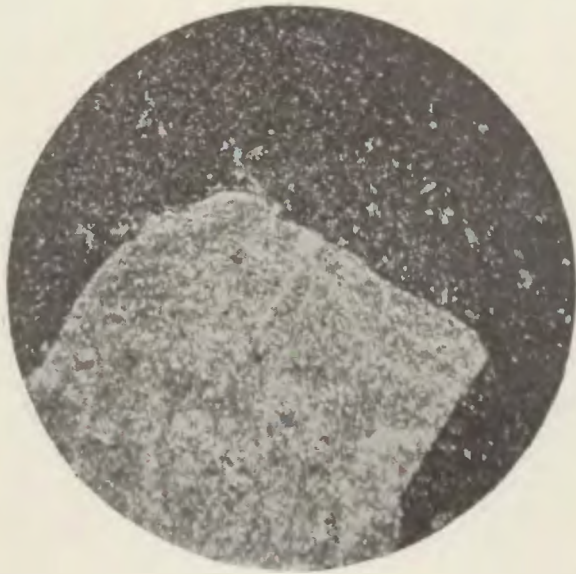


Fig. 15. Porfido verde antico, Griechenland. 30 : 1.

Aus der obenstehenden Darstellung geht somit deutlich hervor, dass der spilitische Grünstein des Trondhjemgebiets und der Westküste Norwegens und dessen Ganggesteine wegen ihrer grossen Zähigkeit, Festigkeit und Härte von den Völkern der Steinzeit und der Bronzezeit als ein geschätztes Material verschiedener Geräte betrachtet worden sind.

TABELLE I. Der Saussuritgabbro von Quintushögda.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	+ O	Summe
Pyrit	—	—	—	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	0,02	0,09
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—	0,06	—	—	—	—	0,14
Kalifeldspat	0,31	—	0,09	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—	0,48
Titanit	0,49	0,65	—	—	—	—	—	0,46	—	—	—	—	—	—	—	1,60
Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	2,27	—	—	—	1,78	—	—	—	4,05
Quarz	5,59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,59
Chlorit	2,25	—	1,22	—	—	—	2,50	—	—	—	—	—	—	0,90	—	6,87
Klinozoisit	3,97	—	3,37	—	—	—	—	2,46	—	—	—	—	—	0,20	—	10,00
Plagioklas (Ab ₉₀ An ₁₀)	15,65	—	5,01	—	—	—	—	0,50	2,50	—	—	—	—	—	—	23,66
Hornblende	20,28	0,51	7,55	1,64	6,41	0,14	4,09	4,54	0,58	—	—	—	—	1,26	—	47,00
	48,54	1,16	17,24	1,70	6,41	0,14	6,59	10,31	3,08	0,08	0,06	1,78	0,05	2,36	0,02	99,48

TABELLE II. Der Gabbro von Kongens Grube.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	+ O	Summe
Magnetkies	—	—	—	—	0,45	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	0,10	0,55
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,40	—	—	0,30	—	—	—	—	0,70
Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	0,98	—	—	—	0,77	—	—	—	1,75
Magnetit	—	—	—	1,39	0,61	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00
Kalifeldspat	1,41	—	0,40	—	—	—	—	—	—	0,37	—	—	—	—	—	2,18
Quarz	3,80	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,80
Granat	1,81	—	1,02	—	2,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5,00
Titanit	1,87	2,50	—	—	—	—	—	1,69	—	—	—	—	—	—	—	6,06
Plagioklas (Ab ₅₀ An ₅₀)	11,60	—	4,20	—	—	—	—	0,77	1,70	—	—	—	—	—	—	18,27
Hornblende	27,27	0,78	7,45	1,96	7,48	0,23	6,22	6,26	0,67	—	—	—	—	1,49	—	59,81
	47,76	3,28	13,07	3,35	10,71	0,23	6,22	10,10	2,37	0,37	0,30	0,77	0,20	1,49	0,10	100,12

TABELLE III. *Der Garbenschiefer von Kongens Grube.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	C	S	H ₂ O	÷ O	Summe
Graphit.....	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	0,05
Pyrit.....	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	0,03	0,13
Apatit.....	—	—	—	—	—	—	—	0,16	—	—	0,12	—	—	—	—	0,28
Rutil.....	—	0,78	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,78
Granat.....	0,39	—	0,22	—	0,47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,08
Hämatit.....	—	—	—	1,41	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,41
Kalifeldspat.....	1,18	—	0,34	—	—	—	—	—	—	0,31	—	—	—	—	—	1,83
Epidot-Klinozoisit.....	1,90	—	1,60	0,20	—	—	—	1,20	—	—	—	—	—	0,10	—	5,00
Chlorit.....	2,97	—	2,75	—	1,93	—	2,03	—	—	—	—	—	—	1,32	—	11,00
Plagioklas (Ab ₉₀ An ₁₀).....	16,90	—	5,43	—	—	—	—	0,54	2,70	—	—	—	—	—	—	25,57
Quarz.....	42,51	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42,51
Hornblende.....	4,50	—	1,30	0,35	1,55	0,09	0,66	1,13	0,25	—	—	—	—	0,17	—	10,00
	70,35	0,78	11,64	2,05	3,95	0,09	2,69	3,03	2,95	0,31	0,12	0,05	0,07	1,59	0,03	99,64

TABELLE IV. *Der Phyllit-Glimmerschiefer von Kongens Grube.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	C	S	H ₂ O	(F)	÷ O	Summe
Graphit.....	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	—	—	—	0,07
Apatit.....	—	—	—	—	—	—	—	0,16	—	—	0,12	—	—	—	—	—	0,28
Rutil.....	—	1,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00
Magnetit.....	—	—	—	0,69	0,31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00
Pyrit.....	—	—	—	0,93	—	—	—	—	—	—	—	—	0,75	—	—	0,28	1,40
Biotit.....	1,16	—	0,43	0,14	0,27	—	0,60	—	0,02	0,30	—	—	—	0,03	0,05	—	3,00
Magnetkies.....	—	—	—	—	2,71	—	—	—	—	—	—	—	1,21	—	—	0,60	3,82
Muscovit.....	14,07	—	11,65	—	—	—	—	—	0,31	3,57	—	—	—	1,53	—	—	31,13
Quarz.....	32,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	32,09
Chlorit.....	7,02	—	6,18	—	5,13	0,12	5,01	—	—	—	—	—	—	2,64	—	—	26,10
	54,34	1,00	18,26	1,76	8,42	0,12	5,61	0,16	0,33	3,87	0,12	0,07	1,96	4,20	0,05	0,88	99,39

TABELLE V. Der quarzreiche Mühlstein von Selbu.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	+ O	Summe
Apatit.....	—	—	—	—	—	—	—	0,16	—	—	0,12	—	—	—	0,28
Pyrit.....	—	—	—	0,30	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	0,08	0,46
Staurolith.....	0,58	—	1,04	0,04	0,26	—	0,05	—	—	—	—	—	0,03	—	2,00
Titanit.....	0,64	0,83	—	—	—	—	—	0,59	—	—	—	—	—	—	2,06
Granat.....	2,29	0,04	1,36	0,08	1,85	0,06	0,09	0,23	—	—	—	—	—	—	6,00
Plagioklas (Ab ₇₅ An ₂₅).....	14,08	—	5,40	—	—	—	—	1,18	1,97	—	—	—	—	—	22,63
Quarz.....	37,55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	37,55
Biotit.....	11,03	—	5,55	0,07	3,04	—	4,43	0,09	—	2,90	—	—	1,37	—	28,50
	66,17	0,87	13,35	0,49	5,17	0,06	4,57	2,25	1,97	2,90	0,12	0,24	1,40	0,08	99,48

TABELLE VI. Der quarzarme Mühlstein von Selbu.

	S.O ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	+ O	Summe
Pyrit.....	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	0,01	0,08
Kalkspat.....	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—	0,06	—	—	—	0,14
Apatit.....	—	—	—	—	—	—	—	0,25	—	—	0,18	—	—	—	—	0,43
Titanit.....	0,17	0,23	—	—	—	—	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	0,55
Disthen.....	0,74	—	1,26	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00
Granat.....	1,92	0,03	1,13	0,06	1,55	0,05	0,07	0,19	—	—	—	—	—	—	—	5,00
Staurolith.....	1,74	—	3,12	0,12	0,78	—	0,15	—	—	—	—	—	—	0,09	—	6,00
Plagioklas (Ab ₇₅ An ₂₅).....	10,04	—	3,87	—	—	—	—	0,87	1,48	—	—	—	—	—	—	16,21
Quarz.....	31,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	31,01
Biotit.....	14,70	0,61	6,80	1,88	3,66	0,05	5,28	—	—	3,69	—	—	—	1,32	—	37,99
	60,32	0,87	16,18	2,11	5,99	0,10	5,50	1,54	1,43	3,69	0,18	0,06	0,04	1,41	0,01	99,41

TABELLE VII. *Der Muscovit-Biotit-Schiefer von Selbu.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	÷ O	Summe
Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	0,04	—	—	—	0,09
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	—	0,10	—	—	—	—	0,23
Pyrit	—	—	—	0,26	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	0,08	0,38
Magnetit	—	—	—	0,69	0,31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00
Titanit	0,54	0,72	—	—	—	—	—	0,50	—	—	—	—	—	—	—	1,76
Muscovit	2,25	—	1,93	—	—	—	—	—	—	0,59	—	—	—	0,23	—	5,00
Quarz	21,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	21,50
Plagioklas (Ab ₈₀ An ₂₀)	23,14	—	8,38	—	—	—	—	1,53	3,40	—	—	—	—	—	—	36,45
Biotit	12,07	—	7,78	0,67	5,44	0,09	3,60	0,07	—	2,81	—	—	—	0,85	—	33,38
	59,50	0,72	18,09	1,62	5,75	0,09	3,60	2,28	3,40	3,40	0,10	0,04	0,20	1,08	0,08	99,79

TABELLE VIII. *Der Stuedalsschiefer von Busjö.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	÷ O	Summe
Magnetkies	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	0,03	—	0,02	0,06
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,19	—	—	0,14	—	—	—	0,33
Ilmenit	—	0,94	—	—	0,84	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,78
Klinozoisit	1,48	—	1,24	—	—	—	—	0,91	—	—	—	—	0,07	—	3,70
Muscovit	6,43	—	5,48	—	—	—	—	—	—	1,68	—	—	0,63	—	14,22
Plagioklas (Ab ₈₅ An ₁₅)	9,46	—	3,23	—	—	—	—	0,46	1,45	—	—	—	—	—	14,60
Chlorit	4,86	—	4,32	—	3,60	—	3,42	—	—	—	—	—	1,80	—	18,00
Quarz	28,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	28,50
Biotit	6,87	0,14	4,03	1,63	2,08	0,06	1,72	—	0,17	1,20	—	—	0,48	—	18,38
	57,60	1,08	18,30	1,63	6,57	0,06	5,14	1,56	1,62	2,88	0,14	0,03	2,98	0,02	99,57

TABELLE IX. *Der Stuedalsschiefer von Hjerkind.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	C	S	H ₂ O	+ O	Summe
Graphit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	0,10
Magnetkies	—	—	—	—	0,23	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	0,06	0,30
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,17	—	—	0,13	—	—	—	—	0,30
Ilmenit	—	1,00	—	—	0,90	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,90
Klinozoisit	2,36	—	1,98	—	—	—	—	1,45	—	—	—	—	—	0,12	—	5,91
Chlorit	4,04	—	3,61	—	3,00	—	2,85	—	—	—	—	—	—	1,50	—	15,00
Plagioklas (Ab ₄₅ An ₁₅)	10,70	—	3,65	—	—	—	—	0,52	1,64	—	—	—	—	—	—	16,51
Muscovit	8,35	—	7,12	—	—	—	—	—	—	2,18	—	—	—	0,83	—	18,48
Quarz	25,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25,00
Biotit	6,04	0,14	2,78	1,10	3,31	0,10	1,02	—	0,22	1,40	—	—	—	0,49	—	16,60
	56,49	1,14	19,14	1,10	7,44	0,10	3,87	2,14	1,86	3,58	0,13	0,10	0,13	2,94	0,06	100,10

TABELLE X. *Der Stuedalsschiefer vom Reisfeld.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	+ O	Summe
Pyrit	—	—	—	0,21	—	—	—	—	—	—	—	—	0,18	—	0,06	0,33
Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—	—	0,18	—	—	—	0,41
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,23	—	—	0,18	—	—	—	—	0,41
Ilmenit	—	1,06	—	—	0,94	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00
Quarz	7,81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,81
Epidot	4,21	—	3,10	0,89	—	—	—	2,66	—	—	—	—	—	0,22	—	11,08
Plagioklas (Ab ₈₅ An ₁₅)	31,82	—	10,72	—	—	—	—	1,53	4,80	—	—	—	—	—	—	48,87
Biotit	3,70	0,10	1,80	1,00	1,05	0,03	1,30	—	0,10	0,68	—	—	—	0,27	—	10,03
Chlorit	5,15	0,35	4,22	0,80	1,73	0,23	4,20	—	0,05	—	—	—	—	1,93	—	18,66
	52,69	1,51	19,84	2,90	3,72	0,26	5,50	4,65	4,95	0,68	0,18	0,18	0,18	2,42	0,06	99,60

TABELLE XI. *Der Amphibolitschiefer von Stubvold.*

Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CuO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	Summe
Graphit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,13	10,13
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	0,18	—	—	0,42
Rutil	—	0,82	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,82
Kalifeldspat	1,11	—	0,32	—	—	—	—	—	—	0,29	—	—	—	1,72
Quarz	25,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25,50
Plagioklas (Ab ₈₅ An ₁₅)	18,80	—	8,12	—	—	—	—	2,31	2,37	—	—	—	—	31,60
Hornblende	18,54	—	5,44	1,17	4,36	0,08	4,99	4,29	—	—	—	—	0,81	39,68
	63,95	0,82	13,88	1,17	4,36	0,08	4,99	6,84	2,37	0,29	0,18	0,13	0,81	99,87

TABELLE XII. *Der Garbenschiefer von Kongsvoll.*

Mineral	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CuO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	± O	Summe
Pyrit	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—	0,06	—	0,02	0,12
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—	0,06	—	—	—	0,14
Ilmenit	—	0,53	—	—	0,47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00
Granat	0,36	—	0,20	—	0,44	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,00
Biötit	1,16	0,04	0,60	0,15	0,54	0,01	0,24	—	—	0,25	—	—	0,10	—	3,09
Hamatit	—	—	—	3,38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,38
Chlorit	1,30	—	0,74	—	—	—	1,44	—	—	—	—	—	0,52	—	4,00
Plagioklas (Ab ₈₂ An ₁₈)	5,07	—	1,79	—	—	—	—	0,30	0,76	—	—	—	—	—	7,92
Quarz	9,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,00
Muscovit	21,47	—	18,05	—	—	—	—	—	1,10	4,50	—	—	—	—	47,50
Hornblende	9,96	0,38	2,98	0,93	3,02	0,09	2,48	2,35	—	—	—	—	0,38	—	22,57
	48,32	0,95	24,36	4,54	4,47	0,10	4,16	2,73	1,86	4,75	0,06	0,06	3,38	0,02	99,72

TABELLE XIII. *Der Zoisit-Glimmerschiefer von Skrikho.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	C	S	H ₂ O	+ O	Summe
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—	—	0,12	—	—	—	—	0,27
Pyrit	—	—	—	0,19	—	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—	0,06	0,28
Graphit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,62	—	—	—	0,62
Hämatit	—	—	—	2,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00
Titanit	0,62	0,83	—	—	—	—	—	0,58	—	—	—	—	—	—	—	2,03
Chlorit	0,81	—	0,72	—	0,60	—	0,57	—	—	—	—	—	—	0,30	—	3,00
Granat	1,09	—	0,60	—	1,16	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,00
Zoisit	3,68	—	3,12	—	—	—	—	2,13	—	—	—	—	—	0,18	—	9,11
Plagioklas (Ab _{7,9} An _{2,1})	12,80	—	4,64	—	—	—	—	0,84	1,87	—	—	—	—	—	—	20,15
Quarz	33,33	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	33,33
Biotit	9,44	—	5,41	1,32	1,57	—	3,47	—	—	2,34	—	—	—	1,45	—	25,00
	61,77	0,83	14,49	3,51	3,33	0,15	4,04	3,70	1,87	2,34	0,12	0,62	0,15	1,93	0,06	98,79

TABELLE XIV. *Der Topfstein von Klungen.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O	+ O	Summe
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—	0,03	—	—	—	—	0,07
Pyrit	—	—	—	—	0,09	—	—	—	—	—	—	—	0,07	—	0,03	0,13
Chromit	—	—	—	0,49	—	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,72
Ilmenit	—	0,65	—	—	—	0,58	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,23
Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	—	0,90	—	—	0,71	—	—	—	1,61
Magnesit	—	—	—	—	—	—	—	1,14	—	—	—	1,24	—	—	—	2,38
Hämatit	—	—	—	—	3,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,00
Talk	26,45	—	—	—	0,86	1,29	—	11,60	—	—	—	—	—	1,93	—	42,13
Chlorit	16,02	—	6,15	—	2,19	5,17	0,12	13,66	—	0,10	—	—	—	4,89	—	48,30
	42,47	0,65	6,15	0,49	6,14	7,27	0,12	26,40	0,94	0,10	0,03	1,95	0,07	6,82	0,03	99,57

TABELLE XV. *Der Augengneis von Kjöra.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	+ O	Summe
Pyrit	—	—	—	0,16	—	—	—	—	—	—	—	0,13	—	0,05	0,24
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	0,18	—	—	—	0,42
Granat	0,72	—	0,41	—	0,87	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,00
Titanit	0,66	0,88	—	—	—	—	—	0,62	—	—	—	—	—	—	2,16
Epidot	1,90	—	1,10	0,70	—	—	—	1,20	—	—	—	—	0,10	—	5,00
Quarz	16,50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,50
Kalifeldspat	11,47	—	3,27	—	—	—	—	—	—	3,00	—	—	—	—	17,74
Plagioklas (Ab ₈₇ An ₁₃)	21,87	—	7,31	—	—	—	—	0,92	3,42	—	—	—	—	—	33,52
Biotit	8,38	—	4,39	0,89	4,30	0,14	1,15	—	—	2,05	—	—	0,77	—	22,07
	61,50	0,88	16,48	1,75	5,17	0,14	1,15	2,98	3,42	5,05	0,18	0,13	0,87	0,05	93,65

TABELLE XVI. *Der kontaktmetamorphosierte Augengneis von Kjöra.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O	+ O	Summe
Pyrit	—	—	—	0,34	—	—	—	—	—	—	—	0,27	—	0,11	0,50
Apatit	—	—	—	—	—	—	—	0,39	—	—	0,30	—	—	—	0,69
Titanit	0,89	1,18	—	—	—	—	—	0,82	—	—	—	—	—	—	2,89
Granat	1,44	—	0,82	—	1,74	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,00
Kalifeldspat	3,24	—	0,92	—	—	—	—	—	—	0,85	—	—	—	—	5,01
Epidot	3,21	—	1,86	1,18	—	—	—	2,06	—	—	—	—	0,17	—	8,48
Quarz	16,47	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	16,47
Plagioklas (Ab ₈₀ An ₂₀)	33,86	—	12,27	—	—	—	—	2,23	4,96	—	—	—	—	—	53,32
Chlorit und Biotit	2,57	—	2,14	0,05	1,19	0,13	1,42	—	—	0,13	—	—	0,98	—	8,61
	61,68	1,18	18,01	1,57	2,93	0,13	1,42	5,50	4,96	0,98	0,30	0,27	1,15	0,11	99,97

TABELLE XVII. *Der Andesinfels von Drivdalen.*

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	H ₂ O	Summe
Titanit.....	0,05	0,07	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	0,17
Kalkspat.....	—	—	—	—	—	—	—	0,17	—	—	0,13	—	0,30
Zoisit.....	7,02	—	5,95	—	—	—	—	4,34	—	—	—	0,35	17,66
Plagioklas (Ab ₇₀ An ₃₀).....	42,80	—	17,43	—	—	—	—	4,42	5,69	—	—	—	70,34
Muscovit (und Chlorit).....	5,08	—	4,25	0,14	0,24	0,01	0,20	—	—	1,11	—	0,55	11,58
	54,95	0,07	27,63	0,14	0,24	0,01	0,20	8,98	5,69	1,11	0,13	0,90	100,05

LITERATURVERZEICHNIS.

- [1] W. C. BRØGGER, A. GETZ, P. LARSSON, J. H. L. VOGT, TH. WITT: Beretning angaaende Røros Verks Tilstand m. m., Trondhjem 1902.
- [2] E. T. ALLEN und J. L. CRENSHAW: Die Sulfide von Zink, Cadmium und Quecksilber, Zeitschrift für anorg. Chemie, Bd. 79, 1913, S. 133.
- [3] F. RINNE: Bemerkungen und röntgenographische Erfahrungen über die Umgestaltung und den Zerfall von Kristallstrukturen, Zeitschrift für Kristallographie, Bd. 59, 1923, S. 230.
- [4] V. M. GOLDSCHMIDT: Geochemische Verteilungsgesetze VIII, Skrifter utgitt av Det Norske Videnskaps Akademi i Oslo. I. Mat.-Nat. Kl. 1926, Nr. 8.
- [5] TH. HJORTDAHL: Mineral-analyser, Nyt Mag. for Nat. Bd. 23, 1877.
- [6] C. W. CARSTENS: Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet, Norsk geol. Tidsskr. Bd. VII, 1923.
- [7] P. ESKOLA: The mineral facies of rocks, Norsk geol. Tidsskr. Bd. VI, 1920.
- [8] TH. VOGT: Sulitelmafeltets geologi og petrografi, Norges geol. Undersøkelse, Nr. 121, 1927.
- [9] M. RÆDER: En eiendommelig svovlkisdannelse, Naturen, 1926, S. 284—85.
- [10] A. HELLAND: Forekomster af kise i visse skifere i Norge, Universitetsprogram 1 sem. 1873, Christiania.
- [11] H. SCHNEIDERHÖHN: Anleitung zur mikroskopischen Bestimmung und Untersuchung von Erzen und Aufbereitungsprodukten, Berlin 1922.
- [12] M. MORTENSON: Elektrisk malmletning basert paa jordstrømmaalinger, Tidsskr. for Kemi og Bergvæsen, 1926, Nr. 7.
- [13] BEYSCHLAG, KRUSCH, VOGT: Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine, Bd. I, Stuttgart 1914.
- [14] FALCK YTTER: Stenarten i Kongens grube ved Røros, Tidsskr. for Bergvæsen, 1918.

- [15] C. W. CARSTENS: Haardarten paa Kongens grube, Røros, Norsk geol. Tidsskr. Bd. III, 1914.
- [16] N. H. KOLDERUP: Zur Kenntnis der Hornblenden in den Gesteinen des Bergengebietes, Bergens Museums Aarbok, Naturvidensk. Række, 1924—25, Nr. 1.
- [17] J. BRAASTAD: Über die Kieslagerstätten von Røros und ihre Entstehung, Dissertation, Aachen 1923.
- [18] TAKEO KATO: The Cupriferous Pyritic Ore Deposits of the Shibuki and Seki Mines in the Province of Bungo, Japan, Journal of the Faculty of Science, Imp. Univ. of Tokyo, Section II, Vol. I, 1925.
- [19] J. H. L. VOGT: Nickel in igneous rocks, Economic Geology, Vol. XVIII, No. 4, 1923.
- [20] V. M. GOLDSCHMIDT: Stammestypen der Eruptivgesteine, Videnskapselskapets Skrifter. I. Mat-Nat. Kl. 1922, Nr. 10, Kristiania.
- [21] A. HELLAND: Topografisk-statistisk Beskrivelse over Søndre Trondhjems Amt, Kristiania 1898.
- [22] V. M. GOLDSCHMIDT: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens, V, Videnskapselskapets Skrifter. I. Mat.-Nat. Kl. 1920, Nr. 10. Kristiania.
- [23] H. REUSCH: Geologiske iagttagelser fra Trondhjems Stift, Videnskabselskabets Forhandling 1890, Nr. 7, Christiania.
- [24] C. W. CARSTENS: Mineralvorkommen im Trondhjemgebiet, Norsk geol. Tidsskr. Bd. VIII.
- [25] V. M. GOLDSCHMIDT: Die Kontaktmetamorphose im Kristianagebiet, Videnskapselskapets Skrifter. I. Mat.-Nat. Kl. 1911, Nr. 11. Kristiania.
- [26] C. W. CARSTENS: Oversigt over Trondhjemsfeltets Bergbygning, Det kgl. norske Videnskabers Selskabs Skrifter, 1919, Nr. 1.
- [27] U. GRUBENMANN und P. NIGGLI: Die Gesteinsmetamorphose, I, Berlin 1924.
- [28] H. HOUGEN, E. KLÜVER og O. A. LØKKE: Undersøkelser over norske lerer, V, Statens Råstoffkomité, Nr. 22, Oslo 1925.
- [29] K. O. BJØRLYKKE: Det centrale Norges fjeldbygning, Norges geol. Undersøgelse, Nr. 39, 1905.
- [30] V. M. GOLDSCHMIDT: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens, III, Videnskapselskapets Skrifter. I. Mat.-Nat. Kl. 1915, Nr. 10. Kristiania.
- [31] C. W. CARSTENS: En petrografisk undersøkelse av bygningsmaterialet i Trondhjems Domkirke, Det kgl. norske Videnskabers Selskab, Forh. Bd. I, Nr. 1, 1926.

- [32] H. REUSCH: Aarvog for 1906, Norges geol. Undersøgelse, Nr. 44, S. 24 (Referat aus einer Arbeit von S. BLOCK).
- [33] A. HELLAND: Tagskifere, heller og vekstene, Norges geol. Undersøgelse, Nr. 10, 1893.
- [34] P. NIGGLI: Gesteins- und Mineralprovinzen, Bd. I, Berlin 1923.
- [35] C. W. CARSTENS und KR. KRISTOFFERSEN: Zur Petrographie einiger Magnesitziegel, Norsk geol. Tidsskr. Bd. X, 1928.
- [36] A. E. TÖRNEBOHM: Grunddragen av det centrala Skandnaviens Bergbyggnad, Kongl. sv. Vetenskaps-Akademiens Handl. Bd. 28, Nr. 5, 1896.
- [37] W. N. BENSON: The Origin of Serpentine, a Historical and Comparative Study, The Amer. Journ. of Science, 4 ser. Vol. XLVI, 1918.
- [38] V. M. GOLDSCHMIDT: in der Diskussion nach einem Vortrag von TH. VOGT: Meddelelse om klæbersten fra Vaage i Gudbrandsdalen, Norsk geol. Foren. 21 novbr. 1914, Norsk geol. Tidsskr. Bd. III.
- [39] C. W. CARSTENS: Rapakiwigesteine an der westlichen Grenze des Trondhjemgebiets, Norsk geol. Tidsskr. Bd. VIII, 1924.
- [40] C. W. CARSTENS: Ein aus Rapakiwigesteinen umgewandelter Augengneis, Norsk geol. Tidsskr. Bd. VIII, 1925.
- [41] O. A. BROCH: Ein suprakrustaler Gneiskomplex auf der Halbinsel Nesodden bei Oslo, Norsk geol. Tidsskr. Bd. IX, 1926.
- [42] J. H. L. VOGT: Norges Jernmalforekomster, Norges geol. Undersøkelse, Nr. 51, 1910.
- [43] T. TOMITA: On the Anorthosite of Tamba Province, Journ. Geol. Soc. Tokyo, Vol. 32, 1925, S. 514.
- [44] N. L. BOWEN: The Problem of the Anorthosites, The Journal of Geology, Vol. XV, 1917.
- [45] N. H. KOLDERUP: Petrologische Untersuchungen über das Material für Werkzeuge im westlichen Norwegen, Tschermaks Min. und Petr. Mitteilungen, Bd. 38, 1925.

INHALTSVERZEICHNIS.

	Seite
<i>I. Zur Petrologie der Kiesvorkommen von Rösos.</i>	
Einleitung	5
Das Gebiet von Storvarts Grube	7
Das Gebiet von Kongens Grube	14
Diskussion der genetischen Verhältnisse	22
 <i>II. Metamorphe Facies normalpelitischer Sedimente.</i>	
Die Mühlsteine	25
Die Stuedalsschiefer	33
Der Chemismus der Gesteine	42
 <i>III. Metamorphe Facies mergeliger Sedimente.</i>	
Die hornblendeführenden Gesteine	45
Die zoisitführenden Gesteine	52
 <i>IV. Die Topfsteinsvorkommen in der Umgegend von Trondhjem.</i>	
Das Gestein von Bakaunel	56
Das Gestein von Klungen	58
 <i>V. Die Augengneise westlich des Trondhjemgebiets.</i>	
Einleitung	64
Der Augengneis von Kjöra	66
Der kontaktmetamorphosierte Augengneis von Kjöra	68
 <i>VI. Die gangförmigen Andesinfelse westlich des Trondhjemgebiets</i>	
.....	72

<i>VII, Gesteine des Trondhjemgebiets als Werkzeugsmaterial der Steinzeit und der Bronzezeit</i>	78
<i>Mineralberechnungen (Tabellen I—XVII)</i>	83
<i>Literaturverzeichnis</i>	29

Trykt 31te oktober 1928.
I kommission hos F. Bruns Bokhandel.
Aktietrykkeriet i Trondhjem.

BIBLIOTEKA
UNIwersytecka
GDANSK

" 411665 /

1-6

Nie wypożycza się do domu