

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE STUDIEN IM HOCHGEBIRGE DES SÜDLICHEN NORWEGENS

VON

V. M. GOLDSCHMIDT

III

DIE KALKSILIKATGNEISE UND KALKSILIKAT-
GLIMMERSCHIEFER DES TRONDHJEM-GEBIETS

(MIT ZWEI TAFELN)

(VIDENSKAPSELSKAPETS SKRIFTER. I. MAT.-NATURV. KLASSE. 1915. No. 10)

UTGIT FOR FRIDTJOF NANSENS FOND

KRISTIANIA

I KOMMISSION HOS JACOB DYBWAD

1915

Fremlagt i fællesmøtet den 3. decbr. 1915.

A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	I
Die Uebergänge zwischen wenig metamorphen Sedimenten und den Kalksilikatgesteinen	5
I. Die Kalksilikatgneise	8
Der Mineralbestand der Kalksilikatgneise	8
Struktur und Korngröße der Kalksilikatgneise	13
Die Zusammensetzung der Kalksilikatgneise	14
Die Veränderung des Mineralbestandes durch die Metamorphose	19
II. Die Kalksilikatglimmerschiefer	21
Der Mineralbestand der Kalksilikatglimmerschiefer	21
Struktur und Korngröße der Kalksilikatglimmerschiefer	26
Die Zusammensetzung der Kalksilikatglimmerschiefer	27
Die Verbreitung der Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer im Trondhjem-Gebiet	30
Klassifikation der Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer und Vergleich mit Kontaktgesteinen	31
Vergleich mit Kalksilikatgesteinen aus andern Gebieten	35
Bemerkungen zur Karte, Tafel II	36
Tabellen der Analysenberechnungen.	
Tafel I und II.	

Einleitung.

In einer früheren Publikation¹ habe ich erwähnt, wie die regional-metamorphen Gesteine im kaledonischen Faltengebirge des südlichen Norwegens in bestimmten, petrographisch unterscheidbaren Zonen angeordnet sind, und wie die einzelnen Zonen an der Metamorphose der empfindlichen Tonsedimente unterschieden werden können.

Auf die unmetamorphen kambro-silurischen Gesteine des Südostens folgt zunächst, als schwächstes Stadium der Metamorphose, ein Gebiet, in welchem die Tonschiefer mit ursprünglich kolloidreicher Grundmasse durch Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer ersetzt sind, hierauf folgt nach Nordwesten die Zone der Quarz-Muskovit-Biotit-Schiefer und sodann endlich diejenige der Quarz-Muskovit-Biotit-Granat-Schiefer. Noch weiter nach Nordwesten ist wieder eine Abnahme der Metamorphose zu beobachten, mit der umgekehrten Reihenfolge der einzelnen Zonen². Die letzten Jahre (von 1911 an) war ich damit beschäftigt, an der Hand eines sehr reichhaltigen Materials den Verlauf der metamorphen Zonen im südlichen Norwegen festzustellen und die Beziehungen der Metamorphose zum geologischen Bau zu untersuchen. Das bis jetzt genauer untersuchte Gebiet erstreckt sich bei einer Länge von etwa 600 Kilometern und einer Breite von durchschnittlich 140 Kilometern von Stavanger im Südwesten bis Meraker im Nordosten.

Untersuchungen über die Regionalmetamorphose im kaledonischen Faltengebirge erforderten auch eine systematische Revision der Gesteine,

¹ Geol.-petrogr. Studien II. Die kaledonische Deformation der südnorw. Urgebirgstafel S. 11. (Vid.-Selsk. Skr., Mat.-Naturv. Kl. 1912, No. 19).

Siehe auch: Geol. petrogr. Studien I. Ein kambrisches Konglomerat von Finse u. dessen Metamorphose S. 8. (Vid.-Selsk. Skr., Mat.-Naturv. Kl. 1912, No. 18).

² Eine solche räumliche Verteilung der Regionalmetamorphose gilt in grossen Zügen für das Gebirge als Ganzes, im einzelnen können jedoch Abweichungen eintreten, so besonders in der Nachbarschaft kaledonischer Intrusivgesteine. So zum Beispiel in der Gegend von Stavanger, wo kaledonische Granite im Gebiet der Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer intrudiert sind, und zu einer reichen Mannigfaltigkeit von Biotit- und Granat-führenden Schiefen, Injektionsgneisen etc. in enger räumlicher Verknüpfung Anlass gegeben haben. Eine geologisch-petrographische Beschreibung des Stavanger-Gebiets werde ich später veröffentlichen.

Vid.-Selsk. Skrifter. I. M.-N. Kl. 1915. No. 10.

welche im Trondhjem-Gebiet auftreten. Das Trondhjem-Gebiet, eine Faciesprovinz innerhalb des Gebirges, ist durch den Reichtum seiner kambrosilurischen Schichtenreihe an grünen Gesteinen effusiver und intrusiver Natur gekennzeichnet, eine Besonderheit, wodurch es sich an die westnorwegischen Silurgebiete anschließt¹.

Auf der beifolgenden Uebersichtskarte ist der südliche Teil des Trondhjem-Gebiets dargestellt, im Norden bis zum Trondhjemsfjord und der Bahnlinie Trondhjem—Meraker, im Süden bis Gudbrandsdalen. Nicht auf der Karte dargestellt ist der allersüdlichste Zipfel des Trondhjem-Gebiets, welcher Gudbrandsdalen zwischen Otta und Domaas überquert und sich durch Vaage bis nach Hedalen erstreckt.

Versuche zu einer stratigraphischen Gliederung der Sedimentgesteine innerhalb des Trondhjem-Gebiets sind von verschiedenen Forschern veröffentlicht worden (TH. KJERULF, 1871, 1875 u. 1879, W. C. BRØGGER 1877, A. E. TÖRNEBOHM 1896, J. KLÆR 1905 u. 1906, C. BUGGE 1910 u. 1912, H. REUSCH 1914, O. HOLTEDAHL 1914). Ein sehr erschwerender Umstand bei Untersuchungen über die Stratigraphie des Gebiets ist die regionale Metamorphose, welche den größten Teil des Gebiets während der kaledonischen Gebirgsbildung betroffen hat. Es ist in vielen Fällen schwierig, die Gesteine der verschieden stark metamorphen Gegenden mit einander zu parallelisieren. Andererseits bietet eben das Trondhjem-Gebiet eine selten günstige Gelegenheit, ein und dasselbe Gestein in ganz verschiedenen Stadien der Metamorphose studieren zu können, wie es schon im Jahre 1871 von TH. KJERULF² hervorgehoben wurde.

Zur petrographischen Revision der Gesteine im Trondhjem-Gebiet innerhalb der beifolgenden Übersichtskarte stand mir folgendes Material zur Verfügung:

1. Die Einsammlungen von TH. KJERULF und dessen Mitarbeitern, besonders M. BUGGE, K. M. HAUAN, C. SCHULZ, in den Jahren 1863—1889.
2. Einsammlungen von H. REUSCH, wesentlich im nordöstlichen Teil des Trondhjem-Gebiets, 1889.
3. Für den südlichsten Teil des auf der Karte dargestellten Gebiets ein sehr vollständiges Material, gesammelt von K. O. BJØRLYKKE 1894—1907.

¹ Die facielle Ähnlichkeit zwischen dem Trondhjem-Gebiet und den Silurgebieten des westlichen Norwegens wurde schon von P. SCHEI stark hervorgehoben (Norsk geologisk Tidsskrift, I, 1910, No. 13, S. 33).

² TH. KJERULF: Om Trondhjems Stifts Geologi. (Nyt Mag. f. Naturv. B. 18, 1871).

4. Ein sehr vollständiges Material aus dem Gebiet der Rektangelkarte Kvikne und deren nächster Umgebung, gesammelt von C. O. B. DAMM in den Jahren 1896 u. 1897.
5. Material gesammelt von P. SCHEI in den Jahren 1903 und 1904, besonders aus dem westlichen Teil des Trondhjem-Gebiets.
6. Ein bedeutendes Material, besonders aus den westlichen und mittleren Teilen des Trondhjem-Gebiets, gesammelt von C. BUGGE in den Jahren 1905—12 und mir freundlichst zu Studien über die Metamorphose überlassen.
7. Material gesammelt von J. SCHEDELIG 1907 im östlichen Teil des Trondhjem-Gebiets (Tönset, Tolgen, Os) und mir freundlichst zur Durchsicht geliehen.
8. Material gesammelt von mir und meinen Mitarbeitern R. FALCK-MUUS, M. JOHNSON, R. NORDHAGEN in den Sommern 1913 u. 14.

Der überwiegende Teil des Materials befindet sich in den Sammlungen des geologisch-mineralogischen Museums, Kristiania, ein kleiner Teil, der mir freundlichst leihweise überlassen wurde, in den Sammlungen von Videnskabernes Selskap, Trondhjem.

Von den Resultaten dieser Untersuchung sei hier ein Kapitel herausgegriffen, welches die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebiets behandelt. Diese Gesteine sind nämlich bisher nicht ihrer Natur nach erkannt worden.

Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer, welche im folgenden beschrieben werden sollen, gehören sämtlich zu der mannigfaltigen Gesteinsgruppe der Gula-Schiefer, welche den centralen Teil des Trondhjem-Gebiets einnimmt, und welche von den norwegischen Geologen als eine besondere stratigraphische Einheit aufgefaßt wird. Ueber das geologische Alter der Gula-Gesteine ist mangels Fossilfunden keine entscheidende Stellungnahme möglich, die Untersuchungen KJERULFS and C. BUGGES¹ deuten aber darauf, daß die Gula-Gesteine relativ jung sind und vielleicht dem Obersilur angehören.

Die Gula-Gesteine bilden, wie oben erwähnt, den mittleren Teil des Trondhjem-Gebiets in einem etwa 40 Kilometer breiten Streifen, der sich von Südwesten nach Nordosten erstreckt.

Ungefähr längs der Mitte des Streifens der Gula-Schiefer erstreckt sich das Vorkommen gneisartiger Gesteine und eigentümlicher körniger Glimmer-

¹ C. BUGGE, Rennebu, Norges geol. Unders. Skr. 56 (1910) u. Lagfølgen i Trondhjemsfeltet, Norges geol. Unders. Aarbok 1912, II.

schiefer, welche A. E. TÖRNEBOHM¹ zum Teil als Singasaas-Gruppe bezeichnete; diese hielt er für ein metamorphes Aequivalent der Stören-Gruppe. Eben diese Singasaas-Gesteine sind unsere Kalksilikatgneise, deren oft sandig-körnige Beschaffenheit keine primäre Sandsteinstruktur darstellt, sondern durch das Gefüge der neugebildeten Kalksilikate, insbesondere der Plagioklase, bedingt ist. Die Singasaas-Gesteine sind nicht die Aequivalente von Sandsteinen und Tuffsandsteinen, für welche TÖRNEBOHM sie hielt, sondern diejenigen von Mergelschiefern und Mergelsandsteinen. Mergelschiefer und Mergelsandsteine sind aber sehr verbreitet unter dem Ausgangsmaterial der gewöhnlichen Gula-Schiefer, die sehr oft als Kalkphyllite und Kalkglimmerschiefer entwickelt sind. Die Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer im mittleren Teil des Gula-Schiefer-Gebiets sind nicht eine besondere, stratigraphisch abgrenzbare Schichtreihe, sondern nur das am stärksten metamorphe Aequivalent der randlichen Gula-Gesteine.

Die beifolgende Uebersichtskarte der Regionalmetamorphose im Trondhjem-Gebiet mag das Auftreten der verschieden stark metamorphen Kambro-Silur-Gesteine erläutern. Als Grundlage der Karte dienten meine mikroskopischen Untersuchungen an mehreren Tausenden Dünnschliffen. Man erkennt die Anordnung der verschieden stark metamorphen Gesteine in schmalen Streifen, welche in der Richtung südwest—nordost verlaufen, mit einem breiten Maximum der Metamorphose längs der Mitte des Trondhjem-Gebiets, einem Maximum, das schon von TH. KJERULF als die »metamorphe Zone« des Trondhjem-Gebiets bezeichnet wurde, worin ihm auch A. E. TÖRNEBOHM folgte.

Eine ausführliche Beschreibung der Regionalmetamorphose und ihrer Gesetzmäßigkeiten im Trondhjem-Gebiet, wie im südlichen Norwegen überhaupt, werde ich in einer späteren Mitteilung veröffentlichen. Hier sei nur das Vorkommen, die Beschaffenheit und die Entstehung dieser Kalksilikatglimmerschiefer beschrieben, da die richtige Auffassung dieser Gesteine für eine geologisch-stratigraphische Erforschung des Gebiets von Bedeutung sein dürfte.

¹ A. E. TÖRNEBOHM, *Det centrala Skandinaviens Bergbygnad* S. 94. (Kgl. Svenska Vet. Akad. Handl. Bd. 28 (1896), No. 5).

Die Uebergänge zwischen wenig metamorphen Sedimenten und den Kalksilikatgesteinen.

Die metamorphen Gesteine der Gula-Gruppe leiten sich von sehr verschiedenartigem Ursprungsmaterial ab. In ganz unmetamorphem Zustande sind Gula-Gesteine nicht bekannt, doch lassen sich aus der Art der metamorphen Produkte folgende Ausgangsmaterialien erkennen: Mergelschiefer und Mergelsandsteine, Tonschiefer und bituminöse Tonschiefer, Sandsteine und (seltener) Kalksteine.

Am wenigsten metamorph sind die Gula-Gesteine im Nordwesten ihres Verbreitungsgebiets, wo sie in das Gebiet der Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer hineinragen, etwa längs eines Streifens zwischen $62^{\circ} 50' N.$, $0^{\circ} 40' W.$ (Kristiania Meridian) und $63^{\circ} 25' N.$, $0^{\circ} 30' Ost.$ Uns interessieren besonders die kalkhaltigen Tongesteine, welche hier als Kalkspat-haltige Phyllite und Kalkspat-haltige Phyllitsandsteine entwickelt sind. Man kann diese Gesteine im Gebiete der Rektangelkarte Rennebu südlich der Kapelle von Birkaker studieren, ferner südlich der Bahnstation Stören (Guldalen).

Die Gesteine sind typische Quarz-Muskovit-Chlorit-Schiefer von meistens geringer Korngröße und makroskopisch phyllitischem Habitus. Die Farbe ist grünlichgrau bis grau, mitunter durch kohlige Substanz schwarz. Klastische Quarzkörner lassen sich im Dünnschliff noch sehr deutlich unterscheiden, nicht selten findet man daneben auch etwas Albit als klastischen Gemengteil. Der Kalkspat ist teils in unregelmäßigen Körnern gleichmäßig durch das Gestein verteilt, teils längs Sprüngen in besonderen Adern ausgeschieden, teils auf besondere Lagen beschränkt, die mit kalkärmeren wechseln. Auch andere Karbonate kommen vor.

Ein kalkhaltiger Gulaschiefer dieses Stadiums ist auf Tafel I, Fig. 1 abgebildet.

Etwas stärker metamorph sind die entsprechenden Gesteine in zwei breiten Landstreifen zu beiden Seiten des maximalmetamorphen Gebiets, es sind dies die Streifen, welche auf der Karte als Zone des Biotits bezeichnet sind. Die westliche Biotit-Zone wird zum grossen Teil von Gula-Gesteinen eingenommen, die östliche nur in ihrem südwestlichsten Streifen an einigen Stellen.

Die kalkhaltigen Gesteine der beiden Biotit-Zonen bestehen aus Quarz-Muskovit-Biotit und Kalkspat, wozu außer Quarz noch als häufiger klastischer Gemengteil Albit kommt. Nach der Korngröße handelt es sich hier teils um Phyllite, teils schon um Glimmerschiefer. Der Kalkspat bildet mitunter eine gleichmäßige Durchtränkung der ganzen Gesteinsmasse oder Kalk-

spat-reiche Schichten wechseln mit Kalkspat-armen, oder endlich bildet der Kalkspat ein Netzwerk von unregelmäßigen Adern und Streifen im Schiefer, welche dadurch einen Habitus erlangen, der makroskopisch an Injektionsgneise erinnert. Auch Karbonate der Dolomitreihe kommen mitunter in porphyroblastischen Rhomboedern vor. Die Menge des Muskovits pflegt in diesen Gesteinen bedeutend geringer zu sein, als diejenige des Biotits.

Aus der östlichen Biotit-Zone kenne ich kalkhaltige Gula-Gesteine, dieser Gruppe von der Gegend südöstlich des Forelsjö (etwa um $62^{\circ} 35' N.$, $0^{\circ} 10' O.$), wo auf meine Veranlassung Material der krystallinen Schiefer gesammelt wurde. In der westlichen Biotit-Zone können Gesteine derselben Art über eine sehr lange Strecke (etwa 110 Kilometer) verfolgt werden, und zwar von der Gegend östlich Indset (etwa bei $62^{\circ} 40' N.$, $0^{\circ} 40' W.$) nach Nordosten, wo das Tal der Gula in der Gegend westlich der Bahnstation Rognes gekreuzt wird, von dort weiter nach Nordosten fast bis zum Westende des Selbusjö von dort zum Ostende desselben Sees und von dort wieder nach Nordosten, bis Stjördalen östlich der Bahnstation Floren gekreuzt wird.

Bei noch stärkerer Metamorphose treten zu dem oben beschriebenen Mineralbestand oft noch Almandin (der sich dann natürlich auch in den begleitenden kalkarmen Sedimenten einstellt), sowie kalkhaltige Silikate wie Amphibol und Minerale der Klinozoisit-Epidot-Reihe. Der Almandin tritt in der Regel schon eher auf, als der Amphibol, entsteht also schon bei einem schwächeren Stadium der Metamorphose.

Das Auftreten des Granats in regionalmetamorphen Sedimenten des Trondhjem-Gebiets ist auf meiner Karte mit einer besonderen Farbe dargestellt. Diese Granat-Zone umfaßt nicht nur die Granat-führenden Gesteine, sondern auch alle noch stärker metamorphen (wie Staurolith-Schiefer, Schiefer mit Disthen, Andalusit, Sillimanit).

Der oben geschilderte Mineralbestand der Kalkspat-haltigen Gula-Gesteine beim Eintritt in die Granat-Zone ändert sich bei noch stärkerer Metamorphose in charakteristischer Weise, indem die Menge der Calcium-haltigen Silikate zunimmt.

Die Änderung des Mineralbestandes kann zwei verschiedene Wege einschlagen:

- a. unter Vermehrung der Klinozoisit-Epidot-Menge,
- b. unter Neubildung von Plagioklas.

Der Fall a. ist relativ weniger wichtig, da auch die Gesteine mit steigender Zoisit-Klinozoisit-Epidot-Menge bei noch stärkerer Metamorphose in Plagioklas-haltige Gesteine übergehn.

Fall b. wird daran erkannt, daß die klastischen Albitkörner allmählig von kalkhaltigem Plagioklas umrandet werden und zwar von Oligoklas, also mit »inversem« Zonenbau.

Das Stadium der beginnenden Plagioklasbildung kann an zahlreichen Stellen studiert werden. Ausgezeichnet findet es sich im östlichen Teil des Kirchspiels Kvikne, bei etwa $62^{\circ} 30' N.$, $0^{\circ} 20' W.$, von wo mir ein reichhaltiges Material vorlag, gesammelt teils von C. O. B. DAMM, teils von W. C. BRØGGER und J. SCHETELIG. Der Anorthit-Gehalt des neugebildeten Plagioklases steigt hier schon bis zu einigen dreißig Procent. Dasselbe Stadium der Metamorphose finden wir auch weiter nach Nordosten in der Fortsetzung dieses Streifens, so ganz vortrefflich im nordöstlichen Teil unserer Karte, etwa bei $63^{\circ} N.$, $1^{\circ} O.$, von wo Einsammlungen durch H. REUSCH vorliegen. Die Gesteine dieser Gegend gehören allerdings nicht zu den Gula-Schiefen, sondern wahrscheinlich älteren Abteilungen des Kambro-Silurs.

An der Westseite des maximalmetamorphen Gebiets finden wir dasselbe Stadium am oberen Lauf der beiden Flüsse Hauka und Stavilla etwa bei $62^{\circ} 45' N.$ und $0^{\circ} 20' - 0^{\circ} 30' W.$ Hier ist Material von M. BUGGE gesammelt worden; die Schiefer dieser Gegend sind durch relativ reichlichen Gehalt an Klinozoisit-Epidot gekennzeichnet (Fall a., siehe oben).

Weiter nach Nordosten überschreitet auch dieses Stadium der Metamorphose das Tal der Gula und zwar zwischen den Bahnstationen Rognes und Kotsöien. Vortrefflich aufgeschlossen sind Schiefer dieser Art bei der Mündung der Bua in die Gula (bei $63^{\circ} 0' N.$, $0^{\circ} 14' W.$), ferner etwas weiter südöstlich gegenüber der Bahnstation Kotsöien. Im Sommer 1914 hatte ich Gelegenheit, in diesem Gebiet ein reichliches Material solcher Gesteine zu sammeln.

Gula-Gesteine desselben Stadiums der Metamorphose sind auch weiter nordöstlich in älteren Einsammlungen vertreten, so südlich und südöstlich des Selbusjö.

Verfolgen wir die Gesteine des eben beschriebenen Stadiums der Metamorphose weiter nach dem Inneren der höchstmetamorphen Zone, so finden wir eine Zunahme des Plagioklases sowohl an Menge wie an Anorthit-Gehalt. Gleichzeitig nimmt die Menge des Kalkspats ab, ebenso diejenige des Muskovits, welche schnell gegen Null sinkt. Auch die Menge des Biotits ist in den kalkreichsten Gesteinen dieser Art einer bedeutenden Verminderung ausgesetzt, die bis zum völligen Verschwinden des Minerals führen kann.

Die Zunahme des Anorthit-Gehalts in den Plagioklasen läßt sich im Tal der Gula vortrefflich studieren, wenn man von der Mündung der Bua nach Südosten geht und sich damit in immer stärker metamorphe Gebiete begibt.

Das Endstadium dieser Metamorphose der Kalkspat-haltigen Gula-Gesteine führt zu krystallinen Schiefer der folgenden Art:

I.

Relativ kalkreiche Gesteine verlieren ihren Biotit-Gehalt ganz oder größtenteils unter Neubildung von Plagioklas, Kalifeldspat und Amphibol, bei noch stärkerer Metamorphose wird der Amphibol durch Pyroxen ersetzt. Der Almandin pflegt in Gesteinen dieser Reihe schnell zu verschwinden. Quarz ist wohl immer vorhanden.

II.

Relativ kalkarme Gesteine liefern Schiefer, die wesentlich aus Plagioklas und Biotit bestehn, daneben mit wechselnden Mengen Quarz (der wohl nie ganz fehlt). Mit zunehmender Menge von Quarz, abnehmender von Plagioklas, gehn die Gesteine in die gewöhnlichen Glimmerschiefer über.

Beide Gruppen sind natürlich durch Übergänge verknüpft.

In folgendem wollen wir die Biotit-freien oder Biotit-armen Gesteine dieser Familie als Kalksilikatgneise bezeichnen, sie besitzen Plagioklas, Kalifeldspat und Pyroxen als Hauptgemengteile eventuell neben Quarz. Der Plagioklas kann teilweise durch Zoisit-Klinozoisit-Mineralen ersetzt werden, der Pyroxen durch Amphibol.

Als Kalksilikatglimmerschiefer wollen wir solche Gesteine bezeichnen, welche Plagioklas, Biotit und Quarz als Hauptgemengteile haben, wobei Plagioklas teilweise durch Zoisit-Klinozoisit ersetzt werden kann.

Auch Kalksilikate-führender Marmor kommt in der maximalmetamorphen Zone vor, er enthält dieselben Silikate wie die Kalksilikatgneise.

I.

Die Kalksilikatgneise.

Der Mineralbestand der Kalksilikatgneise.

Folgende Minerale sind in den Kalksilikatgneisen des Trondhjem-Gebiets beobachtet worden:

Hauptgemengteile: Plagioklase, Kalifeldspat, diopsidische Pyroxene, Quarz, oft auch Kalkspat, ferner Klinozoisit-Epidot, auch Zoisit, Amphibol, Biotit, seltener finden sich bedeutende Mengen von Skapolith.

Neben- und Übergengenteile sind Skapolith, Titanit, Magnetkies, ferner Magnetit, Apatit, Graphit, seltener sind Rutil und Muskovit (wohl Sekundärbildungen).

Von diesen Mineralen sind in der Regel Plagioklas und diopsidischer Pyroxen die wichtigsten, daneben auch Quarz.

Plagioklas ist einer der Hauptgemengteile in allen Kalksilikatgneisen des Trondhjem-Gebiets. Seine Individuen sind teils unregelmäßig eckig begrenzte, ungefähr isometrische Körner, teils (seltener) bildet er sehr dicke Tafeln parallel M }oro{; Plagioklaseinschlüsse in großen Pyroxenindividuen lassen mitunter Begrenzung durch Krystallflächen erkennen. Die Plagioklase der Kalksilikatgneise zeigen häufig Zwillingsstreifung nach dem Periklin-Gesetz, etwas weniger verbreitet ist das Albit-Gesetz, mitunter fehlt auch jede Zwillingsstreifung. Die chemische Zusammensetzung wechselt von Oligoklas bis zu basischem Labrador. Zonarer Bau der Plagioklase ist sehr häufig, teils mit der Zonenfolge der Eruptivgesteine, teils invers. Folgende Tabelle mag über die Zusammensetzung der Plagioklase orientieren. Zur Bestimmung diente der Auslöschungswinkel in Schnitten senkrecht zu M und P, als Kontrolle wurde stets die Lichtbrechung des Plagioklases mit der von Quarz oder Canadabalsam verglichen.

Plagioklase in Kalksilikatgneisen.

Zusammensetzung und Zonenbau.	Fundort.		Gesammelt von:
	a.		
	Guldalen zwischen den Bahnstationen Björgen und Holtaalen.		
31 % An → saurer	Östlich von Fjeset . . .		V. M. GOLDSCHMIDT
31,5 → 33	Gegenüber Dragaasöien . . .		— —
32 → 34	Raen bei Skjulsodden . . .		— —
32	} 4 Km. östl. der Bahnst. Singsaas		— —
35 → 53			
39 → 40			
33	} 1 Km. nordwestl. des Hofes		
34		Langletet	— —
35 → 29			
35	1,5 Km. westl. des Hofes Singsaas		— —
54	— — —		— —
35	Skjula bei Dragaasvold ¹ .		— —
35	— — —		— —
45	Östlich von Vildmansöien . .		— —
45	Nördlich von Grönsetengen . .		— —
45	Almaaskroken, analysiert . .		— —
58 → 37	— — —		— —

¹ Kleine Scholle im „weißen Granit“.

Zusammensetzung und Zonenbau.	Fundort. b. Kvikne.	Gesammelt von:
30 % An		
31 → 45	} Gipfel von Storlihö	C. O. B. DAMM
50		
33 → 27		
36 → 30,5	Renstjernet	— —
37 → 30	Tuetjernet	— —

Es dürfte schwer fallen, physikalisch-chemische Gesetzmäßigkeiten im Zonenbau dieser Plagioklasse festzustellen, da hier nicht nur die Ausscheidungsfolge der Plagioklaslösung in Betracht kommt, sondern auch der Einfluß der Zoisit-Klinozoisit-Bildung, welche der Lösung Anorthitsubstanz entzieht. Da die Bildung der Zoisit-Mineralen zu sehr verschiedenen Zeiten stattfinden konnte (Anfang und Ende der Metamorphose) kann sie in einem Falle die »inverse«, im anderen Falle die »normale« Zonenfolge des Plagioklasses veranlaßt haben. In dem Auftreten reichlicher Mengen von Zoisit-Klinozoisit-Mineralen liegt auch die Ursache der relativ Anorthit-armen Zusammensetzung der Plagioklasse. Bei Abwesenheit dieser Minerale wäre der durchschnittliche Plagioklas wohl ein basischer Labrador.

Ueber Myrmekit siehe unter Kalifeldspat.

Zoisit und Klinozoisit-Epidot: In den Kalksilikatgneisen des Trondhjem-Gebiets ist Zoisit viel weniger verbreitet als Minerale der Klinozoisit-Epidot-Gruppe. Häufiger findet er sich in den Kalksilikatglimmerschiefern, bei deren Mineralbestand seine Eigenschaften beschrieben werden.

Klinozoisit und eisenarmer Epidot sind dagegen fast allverbreitete Gemengteile der Kalksilikatgneise, besonders ersterer. Es ist in den meisten Fällen schwer zu entscheiden, in welchem Stadium der Metamorphose der Klinozoisit gebildet wurde, ob er ein Relikt aus der Anfangszeit der Metamorphose darstellt, ob er gleichzeitig mit Plagioklas und Pyroxen entstanden ist, oder ob er eine jüngere Neubildung aus dem letzten Stadium der Metamorphose darstellt. In sehr vielen Fällen dürfte der letzt-erwähnte Fall vorliegen, indem der Klinozoisit als deutlich parasitäre Bildung zwischen den Plagioklaskrystallen auftritt, mitunter in recht großen einheitlich orientierten Individuen, welche in ihrer Ausdehnung Sprüngen der Gesteinsmasse folgen. Mitunter zeigt der Klinozoisit Zonenbau mit wechselndem Eisengehalt der einzelnen Schichten, häufig ist die Hülle reicher an Eisen als der Kern. Die optische Axenebene ist stets quer

zur Längsrichtung orientiert, der Axenwinkel immer sehr groß. Vorzeichen der Doppelbrechen positiv bei Klinozoisit, negativ bei Epidot.

Mitunter beobachtet man im Klinozoisit einen Kern von hellbräunlichem Epidot-Orthit.

Diopsidische Pyroxene sind neben Plagioklas die Hauptgemengteile in den meisten der von mir untersuchten Kalksilikatgneise. Ihre Individuen zeigen in den meisten Fällen keine deutliche Krystallbegrenzung. In der Regel sind sie unregelmäßig lappig umgrenzt und voll von Plagioklaseinschlüssen (vergl. Tafel I, Fig. 4). Mitunter finden sich Andeutungen von Flächen der Vertikalzone (Grundprisma und beide Vertikalpinaoide).

Die Pyroxene sind farblos oder hell grünlich. Ebene der optischen Axen ist $\{010\}$, Doppelbrechung positiv, $2V$ ca. 60° . An verschiedenen Vorkommen wurden Auslöschungswinkel $c:\gamma$ von 44° — 46° gemessen, ohne merkbare Auslöschungsdispersion. Die optische Axe A (ungefähr senkrecht auf $\{100\}$) zeigt geringe Dispersion $\rho > v$, die Dispersion der optischen Axe B wurde an verschiedenen Vorkommen verschieden gefunden, teils sehr schwach $v > \rho$, teils ohne merkbare Dispersion, teils deutlich $\rho > v$. Die Pyroxene der Kalksilikatgneise gehören also offenbar zur Reihe zwischen Diopsid-Hedenbergit und diopsidischem Augit.

Amphibol ist ein häufiges und wichtiges Mineral der Kalksilikatgneise, besonders in den Rändzonen des Kalksilikatgneisgebiets, wo er als Vorläufer des Pyroxens auftritt.

In sehr vielen Kalksilikatgneisen zeigt sich Amphibol an der Grenze zwischen Pyroxen-reichen und Biotit-reichen Schichten, offenbar entstanden an Stelle dieser beiden Minerale, indem, wie P. ESKOLA¹ kürzlich hervorgehoben hat, Pyroxen und Biotit und Quarz bei bestimmten äußeren Bedingungen unter Bildung von Amphibol und Kalifeldspat reagieren können. Ob die Bildung des Amphibols in solchen Gesteinen zeitlich mit derjenigen des Pyroxens zusammenfällt, oder nachfolgt, läßt sich natürlich sehr schwer entscheiden, letzterer Fall dürfte häufig sein. Ueberhaupt scheint Amphibol nicht selten auf Kosten des Pyroxens bei sinkender Temperatur gebildet zu sein. Auch deutlicher Uralit ist sehr verbreitet in den Kalksilikatgneisen. Man findet alle Stadien der Uralitisierung bis zur vollständigen Pseudomorphose. Die Umwandlung des Pyroxens in Amphibol beginnt meist vom Rande aus, daneben verbreiten sich unregelmäßige Amphibolflecken in paralleler Orientierung durch die ganze Pyroxenmasse.

¹ PENTTI ESKOLA: Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens bergarter, Bull. Comm. Géol. de Finlande. No. 44 (1914) S. 84 u. 89.

Die optische Axenebene des Amphibols ist stets $\{010\}$, die Doppelbrechung ist negativ mit großem Winkel der optischen Axen; der Auslöschungswinkel $c: \gamma$ hält sich innerhalb der Grenzen 15^0 und 18^0 . Der Amphibol ist pleochroitisch mit grüngrauen Tönen für γ , braungrünen für β und hell grünlichen oder gelblichgrünen für α . Absorption stets $\gamma = \beta \gg \alpha$. Seltener sind deutlich blaugrüne Töne für γ (Amphibole mit blaugrünem γ sind dagegen die Regel in metamorphen Abkömmlingen der Tuffgesteine im Trondhjem-Gebiet).

Kalifeldspat findet sich in den Kalksilikatgneisen teils in einfachen Krystallen, teils, viel häufiger, mit Mikroklingitterung. Mikroperthitische Verwachsungen von Kalifeldspat und saurem Plagioklas sind nicht selten. An seiner sehr niedrigen Lichtbrechung ist der Kalifeldspat stets mit Sicherheit erkennbar.

Die Menge des Kalifeldspats ist meist nicht ganz gering, sie pflegt oft ein Zwanzigstel bis ein Fünftel der Gesteinmasse zu betragen.

In der Regel bildet der Kalifeldspat ziemlich große Individuen, die durch Einschlüsse von Plagioklas und Pyroxen siebartig durchlöchert sind. Oft treten auch eckige Mikroklinkörner als dem Plagioklas strukturell gleichgeordneter Gemengteil auf. Nicht selten bilden größere Individuen von Kalifeldspat einen wichtigen Bestandteil grobkörniger Streifen, welche das Gestein parallel der Schichtung durchziehen.

Wo Kalifeldspat an Plagioklas grenzt, sieht man sehr oft prächtigen Myrmekit bestehend aus Quarz und saurem Plagioklas, ganz analog den Myrmekiten in Orthogneisen.

Quarz in wechselnder, oft sehr bedeutender Menge findet sich in den meisten Kalksilikatgneisen. Er bildet teils isometrische Körner, den übrigen Gemengteilen gleichgeordnet, dann läßt er sich meist erst in konvergentem Licht von unverzwillingtem Plagioklas unterscheiden, teils bildet er eine Art von Füllmasse zwischen Körnern von Plagioklas und Pyroxen, teils ist er, in etwas größeren Individuen, ein Hauptbestandteil dünner Adern im Gestein, teils bildet er selbständig kurze Platten, Streifen und Linsen von 1—3 cm. Dicke im Kalksilikatgneise.

Biotit findet sich in sehr wechselnder Menge. Vielen der Kalksilikatgneise fehlt er völlig, in andern ist er ein ganz untergeordneter Bestandteil, wieder in andern ist seine Menge so groß, daß Uebergangsgesteine zu den eigentlichen Kalksilikatglimmerschiefern entstehn.

In den Biotit-armen Kalksilikatgneisen ist er mitunter ganz oder teilweise chloritisiert.

Kalkspat findet sich in sehr wechselnder Menge. Einerseits sinkt diese sehr oft bis Null, andererseits finden sich alle Uebergänge zwischen Kalk-

silikatgneis und Kalksilikat-führendem Marmor. Sehr oft wechselt die Menge des Kalkspats in ein und demselben Handstück streifenweise von Schicht zu Schicht.

Skapolith ist ein sehr häufiger Gemengteil der Kalksilikatgneise im Trondhjem-Gebiet, seine Menge ist jedoch meistens gering, nur in ganz wenigen Fällen vergleichbar mit derjenigen des Plagioklases. Er ist einaxig negativ, seine beiden Brechungsquotienten sind stets deutlich höher als derjenige des Canadabalsams, seine Doppelbrechung ist hoch, $(\gamma - \alpha)$ wurde in zwei Fällen zu 0,030 und 0,033 bestimmt, was nach den Tabellen von A. HIMMELBAUER¹ und L. BORGSTRÖM² einem Mejonitgehalt von etwa 75 Mol. Proc. entspricht. Mitunter zeigt der Skapolith Umwandlung in eine isotrope, wohl zeolitische Substanz mit niedriger Lichtbrechung.

Von den weniger wichtigen Gemengteilen seien Magnetkies und Titanit erwähnt. Der Magnetkies findet sich in manchen hierher gehörigen Gneisen in einer Menge von mehreren Procenten und verleiht dem Gestein dann eine rostige Verwitterungsrinde. Der Titanit bildet in der Regel ganz kleine hell rötlichbraune Krystalle oder unregelmäßige Körner, die in den Kalksilikatgneisen sehr verbreitet sind.

Struktur und Korngrösse der Kalksilikatgneise.

Die Textur der Gesteine ist in der Regel eine grob gneisartige, besonders charakterisiert durch den Wechsel verschiedenen gefärbter Lagen, Streifen und Linsen. Makroskopisch besonders hervortretend ist der Wechsel von Schichten verschiedenen Biotit-Gehalts, hellen weissen oder grünen, und dunkeln braunen.

Der Verband der einzelnen Mineralkörner ist in der Regel ein richtungslos poikilitischer oder körniger in den Biotit-freien oder Biotit-armen Lagen und erinnert meist stark an die Struktur der Kalksilikatfelse aus Kontaktzonen. In Amphibol-reichen Kalksilikatgneisen, besonders der äußeren Zone, findet sich doch öfters eine deutliche Parallelstruktur. In den Biotit-reicheren Lagen der Kalksilikatgneise ist Parallelstruktur der häufigste Fall, sie wird von den gleich gerichteten Biotit-Tafeln geleitet. Kataklastische Phänomene fehlen so gut wie völlig, höchstens am Quarz lassen sich mitunter schwache Druckwirkungen nachweisen.

Ueber die Struktur der Kalksilikatgneise möge die Figur 4 auf Tafel I Auskunft geben.

¹ A. HIMMELBAUER: Sitzungsber. k. Wiener Acad. math.-naturw. Kl. Bd. 119 (1910).

² L. BORGSTRÖM: Zeitschrift f. Krystallographie 54 (1915) S. 238.

Die Korngröße der Kalksilikatgneise im Trondhjem-Gebiet ist eine sehr wechselnde. Die Größe der Pyroxenkörner schwankt meist zwischen 1 u. 5 mm., die Plagioklase sind in der Regel kleiner. Es finden sich jedoch auch sehr feinkörnige Varietäten, welche an die dichten Kalksilikat-hornfelse der normalen Kontaktzonen erinnern, zum Beispiel westlich der Bahnstation Singsaas¹ (Guldalen). Auch viel größere Gesteine mit bis 2 Centimeter großen Pyroxenen kommen vor, besonders in der unmittelbaren Nähe der weißen »Granite« des Trondhjem-Gebiets. Die größten Varietäten erinnern in ihrem Aussehen makroskopisch oft mehr an Ortho- als an Paragneise².

Die Zusammensetzung der Kalksilikatgneise.

Es erschien mir von Interesse, die Zusammensetzung eines typischen Kalksilikatgneises aus dem Trondhjem-Gebiet kennen zu lernen, besonders um festzustellen, ob mit einer so durchgreifenden Gesteinsmetamorphose, wie bei derjenigen von Mergelschiefer zu Kalksilikatgneis eine wesentliche stoffliche Aenderung verbunden ist (abgesehen natürlich von dem Verlust an Wasser und Kohlensäure). Besonders erschien es wesentlich, festzustellen, ob der Gehalt an Kalifeldspat einer Zufuhr von Kaliverbindungen entstammt. Ich wählte daher zur Analyse einen sehr grobkörnigen Kalksilikatgneis, welcher dem Maximum der Umwandlung entsprechen dürfte, und welcher sich durch einen relativ bedeutenden Gehalt an Kalifeldspat auszeichnete. Das analysierte Stück war von mir im Sommer 1914 bei Almaaskroken zwischen den Bahnstationen Reitstøen und Langletet in Guldalen gesammelt worden, in einer Gegend die sehr reich an Intrusivgesteinen ist. Die Analyse dieses Gesteins ist unter I aufgeführt.

Zum Vergleich wählte ich einen Kalkspat-reichen Gulaschiefer westlich der Kalksilikatgneis-Zone, im Tal des Flusses Bua (an der Ostseite), etwas oberhalb der Mündung der Bua in die Gula. Das Gestein ist ein feinkörniger Quarz-Muskovit-Biotit-Schiefer, mit zahlreichen Lagen eines feinkörnigen Kalksandsteins. Die Glimmerschieferschichten sind etwa 1—3 mm. dick, die Kalksandsteinschichten etwa 1—4 mm. Der erste Beginn einer Kalksilikatbildung zeigt sich in dem Auftreten von Oligoklas als neugebildete Umrandung klastischer Albitkörner³. Die Analyse des Gesteins

¹ In den feinkörnigen Kalksilikatfelsen westlich von Singsaas dürfte die Möglichkeit gegeben sein, durch Fossilfunde das absolute Alter der Gula-Gesteine festzustellen.

² Wie Herr Münzmeister C. BUGGE mir mitteilt, ist ihm der merkwürdige Habitus dieser Gula-Gesteine schon bei seinen Reisen 1905—1910 im Trondhjem-Gebiet aufgefallen.

³ Der neugebildete Plagioklas ist wesentlich auf die Glimmer-reichen Lagen beschränkt, da Tonerdeverbindungen offenbar weniger leicht diffundieren als Kalkverbindungen.

ist unter II aufgeführt. (Eine Abbildung dieses Gesteins ist auf Tafel I, Fig. 2. gegeben).

Beide Analysen sind von Herrn Chemiker OLAF RÖER, Norsk kemisk Bureau, Kristiania, ausgeführt worden.

Kalksilikatgneis, Almaaskroken.			Kalkspat-halt. Glimmerschiefer, Bua.		
I.			II.		
		Mittel			Mittel
SiO ₂	59,25	59,25	57,28		57,28
TiO ₂	0,75	0,75	0,65	0,65	0,65
Al ₂ O ₃	13,30	13,28	13,29	10,60	10,52
Fe ₂ O ₃	0,84	0,84	0,84	0,56	0,56
FeO	4,71	4,71	4,71	3,99	3,99
MnO	0,08	0,08	0,08	0,07	0,07
MgO	4,20	4,24	4,22	3,72	3,75
CaO	11,37	11,34	11,36	9,74	9,75
BaO	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04
Na ₂ O	1,73	1,80	1,77	1,68	1,69
K ₂ O	2,42	2,42	2,42	1,96	1,95
P ₂ O ₅	0,18	0,18	0,18	0,15	0,15
CO ₂	0,13	0,13 ¹	0,13	8,76	8,72
S	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05
Cl	0,04	0,04	0,04	Spur	Spur
H ₂ O ÷ 105 ⁰	0,09	0,09	0,09	0,09	0,09
H ₂ O + 105 ⁰	0,73	0,77	0,75	0,96	0,97
		99,98			100,23
—O = S u. Cl		0,03			0,02
		99,95			100,21
Dichte ² $\frac{20^0 \text{ C}}{4^0 \text{ C}}$		2,892			2,762

Um beide Analysen vergleichen zu können, muß von II soviel Kohlensäure und Wasser abgezogen werden, bis der Procentgehalt an beiden flüchtigen Bestandteilen der Analyse I entspricht, der Rest wird auf 100 berechnet. Die vergleichbaren Zahlen sind dann die folgenden:

¹ Die Kohlensäure des Kalksilikatgneises entweicht nicht beim Behandeln mit verdünnten Säuren, ist also offenbar im Skapolith gebunden.

² Bestimmt von meinem Assistenten, Herrn E. BERNER.

	Kalksilikatgneis	Kalkspat-haltiger Glimmerschiefer nach Abzug von CO ₂ und H ₂ O
SiO ₂	59,25	62,71
TiO ₂	0,75	0,71
Al ₂ O ₃	13,29	11,52
Fe ₂ O ₃	0,84	0,61
FeO	4,71	4,37
MnO	0,08	0,08
MgO	4,22	4,10
CaO	11,36	10,68
BaO	0,05	0,04
Na ₂ O	1,77	1,85
K ₂ O	2,42	2,13
P ₂ O ₅	0,18	0,16
CO ₂	0,13	0,13
S	0,05	0,06
Cl	0,04	—
H ₂ O — 105 ⁰	0,09	0,10
H ₂ O + 105 ⁰	0,75	0,75
	99,95	100,00

Irgendwelche Stoffzufuhr kann somit nicht aus den Analysen gefolgert werden. Die chemische Uebereinstimmung des Kalkspat-haltigen Glimmerschiefers und des grobkörnigen Kalksilikatgneises ist eine so nahe, wie man es nur irgend erwarten kann.

Unter Berücksichtigung der mikroskopischen Untersuchung läßt sich der Mineralbestand des Kalksilikatgneises folgendermaßen berechnen:

Der Schwefel wird als Magnetkies berechnet, Phosphorsäure als Apatit (Fluorapatit), der gesamte Chlorgehalt als Marialith, die Kohlensäure als Mejonit. Die Menge des Biotits, der in Amphibol-reichen Teilen der Gesteinsmasse auftritt, wird schätzungsweise gleich 0,5 % gesetzt, als seine Zusammensetzung wählte ich Biotit aus Pyroxengneis¹. Der Rest der Titansäure wird als Titanit verrechnet, der Rest des Natrons als Plagioklas der Zusammensetzung Ab₅₅ An₄₅, entsprechend dem Resultat der mikroskopischen Bestimmung (siehe S. 9). Der Rest an Kali wird als Kalifeldspat verrechnet, unter Zuziehung des Bariums als isomorphe Beimengung von Celsian. Die Menge des Klinozoisits läßt sich schwer quantitativ angeben, schätzungsweise wurde 1,5 % CaO im Klinozoisit gebunden. Da ($\gamma - \alpha$) des Klinozoisits etwa 0,010 beträgt, dürfte das Verhältnis Tonerde zu Eisen darin etwa gleich 9 : 1 sein. Der Rest ist als Pyroxen, Amphibol und Quarz zu verrechnen. Der Pyroxen ist offenbar sehr arm an Sesquioxiden, da seine optische Axe B keine merkbare Dispersion erkennen

¹ CLARKE: Analyses of Rocks and Minerals, Bull. U. S. A. Geol. Survey No. 419 (1910) S. 289 F.

läßt. Die Menge des Pyroxens wurde schätzungsweise zu 20% gesetzt, als seine Zusammensetzung wurde die Analyse des Pyroxens aus der Kontaktzone von Grua¹ gewählt. Alle Basen des Restes und 0,20% Wasser werden zum Amphibol gerechnet, dessen Kieselsäuregehalt gleich 50% angenommen wird. Dann hinterbleiben noch 0,36% H₂O und 13,40% SiO₂.

Der Gang der Berechnung ist in Tabelle I auf der letzten Seite dieser Abhandlung dargestellt.

Im Großen und Ganzen dürfte diese Berechnung mit dem tatsächlich vorhandenen Mineralbestand übereinstimmen; unter der Annahme des so erhaltenen Mineralbestandes läßt sich die Dichte des Gesteins folgendermaßen berechnen:

	Spec. Gew.	Volumen
0,13 Magnetkies . . .	4,60	0,0002826
0,44 Apatit . . .	3,22	0,0013671
{ 1,00 Marialith . . .	2,56 ²	0,0039062
{ 2,76 Mejonit . . .	2,772	0,0099567
0,50 Biotit . . .	3,05	0,0016394
1,79 Titanit . . .	3,50	0,0051143
25,63 Andesin . . .	2,684 ³	0,0954919
{ 14,09 Kalifeldspat . . .	2,56	0,0550391
{ 0,11 Celsian . . .	3,84	0,0002865
6,20 Klinozoisit . . .	3,38	0,0183432
20,00 Pyroxen . . .	3,37	0,0593471
13,46 Amphibol . . .	3,20 ⁴	0,0419688
13,40 Quarz . . .	2,6495	0,0505756
99,51 Summe=spec.Vol.des Gesteins		0,3433185
	korrigiert auf 100%	0,3450437

Hieraus Dichte des Gesteins 2,898, gefunden 2,892.

Der Mineralbestand des Kalkspat-führenden Glimmerschiefers läßt sich folgendermaßen aus der Analyse berechnen:

Schwefel wird als Magnetkies in Rechnung gebracht, Phosphorsäure als Apatit. Bezüglich des Feldspats ergaben die mikroskopischen Untersuchungen folgendes: der klastische Albit zeigt, teilweise recht breite, teilweise schmale, Umrahmung durch einen neugebildeten Plagioklas, dessen niedrigster Brechungsquotient nur sehr wenig höher ist als derjenige des

¹ M. DITTRICH bei V. M. GOLDSCHMIDT: Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, Vid.-Selsk. Skr. 1911, Mat.-Naturv. Kl. I, S. 348, unter Vernachlässigung des geringen Alkaligehalts und Ersatz eines Teiles von MnO durch FeO.

² Nach L. BORGSTRÖM, l. c.

³ Dichte des Andesins (eigentlich Andesin-Labrador) Ab₅₅An₄₅ nach WÜLFING (ROSENBUSCH-WÜLFING, Mikr. Phys., I, 2, S. 330, korrigierte Tabelle).

⁴ Wahrscheinliche Zahl, nach den Dichten ähnlich zusammengesetzter Amphibole.

Vid.-Selsk. Skrifter. I. M.-N. Kl. 1915. No. 10.

Canadabalsams, es handelt sich demnach um einen sauren Oligoklas mit etwa 20 % Anorthitgehalt¹. Als Durchschnittszusammensetzung des primären und des neugebildeten Feldspats können wir mit großer Wahrscheinlichkeit die Mischung $Ab_{90} An_{10}$ setzen, und die Menge des Plagioklases entsprechend dem ganzen Natrongehalt des Gesteins berechnen. Der nach Abzug von Apatit und Plagioklas noch übrige Kalk wird als Kalkspat verrechnet. Dann hinterbleiben noch 1,48 % Kohlensäure, über deren Verrechnungsweise Zweifel entstehen können. Man könnte an Carbonate der Dolomitreihe denken, die sich aber im Gestein nicht nachweisen lassen, oder aber an Kohlenstoff. Tatsächlich findet sich im Gestein nicht ganz wenig eines feinen dunkeln Staubes. Ich habe daher im Gestein 0,40 % C. angenommen. Die Menge des Muskovits wurde schätzungsweise zu 3,00 % der Gesteinsmasse angenommen. Magnetit findet sich als ganz schmaler Saum um Magnetkies, seine Menge dürfte unter 0,1 % betragen, wurde daher nicht in Rechnung gebracht. Granat, Amphibol und Klinozoisit fehlen dem untersuchten Handstück zufälligerweise ganz. Der Rest ist somit als Biotit und Quarz zu berechnen. Der Biotit ist zum sehr geringen Teil in einen optisch positiven Chlorit umgewandelt; da dessen Menge kaum 1 % betragen dürfte, wurde sie bei der Berechnung vernachlässigt. Der Kieselsäuregehalt des Biotits wurde zu 36 % veranschlagt, dann behält man einen Rest von 35,56 % Quarz. Die derart berechnete Zusammensetzung des Biotits ist unter I aufgeführt, zum Vergleich unter II. Z. WEYBERGS Analyse² eines Biotits aus Zweiglimmergranit der mittleren Tatra.

	I.	II.
SiO ₂	36,00	33,36
TiO ₂ . . .	2,37	2,71
Al ₂ O ₃ . . .	22,01	19,44
Fe ₂ O ₃ . . .	2,06	7,59
FeO . . .	14,34	13,79
MnO	0,26	0,67
MgO	13,82	9,30
CaO		1,04
BaO	0,15	Spur
NaO ₂		1,47
K ₂ O	5,90	7,16
H ₂ O	3,06	4,25
	99,97	100,94

Auffällig ist der geringe Alkaligehalt in der berechneten Biotitzusammensetzung, da die beobachtete Chloritisierung sehr geringfügig ist.

¹ In andern Gesteinen derselben Gegend steigt der Anorthitgehalt der neugebildeten Randzonen schon bis 40 %.

² Siehe Neues Jahrb. f. Mineralogie, 1912, I. S. 399 VII a.

Von ganz untergeordneten Gemengteilen seien noch Turmalin, kristallischer Zirkon und sekundärer Rutil erwähnt.

Eine Uebersicht über die Berechnung des Mineralbestandes ist in der Tabelle II am Schlusse der Abhandlung gegeben:

Die Uebereinstimmung mit dem tatsächlich vorhandenen Mineralbestand erscheint befriedigend. Eine Prüfung für die Richtigkeit unserer Berechnungsweise erhalten wir mittelst der Dichte des Gesteins, die wir folgendermaßen aus derjenigen der Einzelminerale berechnen können:

	Spec. Gew.	Volumen
0,13 Magnetkies . . .	4,60	0,0002826
0,37 Apatit	3,16	0,0011709
16,02 Oligoklasalbit . .	2,637 ¹	0,0607509
16,45 Kalkspat	2,72	0,0604779
0,40 Kohlenstoff . . .	1,80	0,0022222
3,00 Muskovit	2,83	0,0084204
27,13 Biotit	3,05 ²	0,0889509
35,56 Quarz	2,6495	0,1342140
99,06 Summe = spec. Vol. d. Gesteins korrigiert auf 100 0/0		0,3574898 0,3608822

Hieraus Dichte des Gesteins 2,771, gefunden 2,762.

Die Uebereinstimmung ist eine nahe, wenn auch keine ganz vollständige, was aber bei der Unsicherheit der Berechnungsdaten (unbekannte wirkliche Dichte des Biotits, fragliche Menge des Kohlenstoffs) nicht verwundern darf.

Die Veränderung des Mineralbestandes durch die Metamorphose.

Die beiden Analysen bilden ein hübsches Beispiel für die Verschiedenheit des Mineralbestandes analog zusammengesetzter Gesteine aus Zonen verschiedener Metamorphose. Folgende Zusammenstellung mag die gegenseitige Vertretung der Minerale erläutern, wobei die minder wesentlichen Gemengteile, auch der Skapolith, der Uebersichtlichkeit halber weggelassen sind; die Zusammenstellung ist nicht im Sinne einer quantitativen Reaktionsgleichung aufzufassen, die beigefügten Zahlen geben nur den ungefähren gewichtsprocentischen Anteil der einzelnen Minerale in beiden Gesteinen:

¹ Dichte des Plagioklases $Ab_{90}An_{10}$ nach WÜLFING, l. c.

² Dichte des ebenfalls eisenreichen Biotits von Mariposa, siehe S. 29.

Kalkspat-haltiger Biotitschiefer		Kalksilikatgneis	
36 % Quarz 13 % Quarz	
16 Kalkspat . .		. 20 Pyroxen	13 % Amphibol
16 Oligoklasalbit		. 26 Andesin	6 Klinozoisit
3 Muskovit 14 Kalifeldspat	
27 Biotit . . .		0,5 Biotit	

Ganz im Allgemeinen kann die Metamorphose eines kalkreichen Mergelgesteins der eben beschriebenen Art im Trondhjem-Gebiet in groben Zügen folgendermaßen dargestellt werden; wobei diejenigen Minerale, deren Menge bis gegen Null abnimmt, in Klammern gesetzt sind:

Stadium 0	Stadium 1	Stadium 2	Stadium 3	Stadium 4	Stadium 5	Rückschreitende Metamorphose (Diaphtorese) ¹
Tongrundmasse	Muskovit Chlorit	Muskovit Biotit	Muskovit Biotit Almandin	(Muskovit) Biotit (Almandin)	Kalifeldsp. (Biotit)	Kalifeldspat (Biotit) Chlorit
Quarz	Quarz	Quarz	Quarz	Quarz	Quarz	Quarz
Kalkspat	Kalkspat	Kalkspat	Kalkspat	Kalkspat	Pyroxen	Amphibol Klinozoisit
Albit	Albit	Albit	Albit	Oligoklasalbit	Labrador	saurer Plagioklas

Hierzu kämen noch in den Stadien 0—2 oft Karbonate der Dolomitreihe, im Stadium 2 häufig Magnetit und in Stadien über 3 und unter 5 primäre Bildung von Amphibol und Klinozoisit-Zoisit.

Das Abnehmen eines Minerals bis Null kann auf zwei verschiedenen Gründen beruhen, a) es wird überhaupt bestandunfähig bei den herrschenden Werten von Temperatur und Druck (und umgebender Wassertension), wie etwa Chlorit beim Uebergang von Stadium 1 zu 2, oder b) seine Bestandteile werden zur Bildung anderer Mineralen verbraucht, während das Mineral für sich isoliert noch bestandfähig wäre, wie etwa Almandin beim Uebergang zwischen 3 und 5.

Entsprechend der geologischen Beobachtung, daß die Zonen verschiedener Metamorphose im südlichen Norwegen durch alle Uebergänge miteinander verbunden sind, müssen wir annehmen, daß die Zustandsänderung unserer Gesteine einer kontinuierlichen Aenderung der Werte für Temperatur und Druck entspricht. Wir können uns vorstellen, daß wir bei der Betrachtung der vorigen Tabelle 1—5, eine kontinuierliche Kurve im P-T-Diagramm zurücklegen. Die betreffende Kurve repräsentiert die örtliche² Variation korrespondierender P-T-Werte in verschiedenen Teilen desselben Gebirges.

¹ Vergl. F. BECKE: Ueber Diaphtorite, Tschermaks Min.-petrogr. Mitt., 28 (1909), 269.

² Die zeitliche Variation der P-T Werte, der Weg im Diagramm, welchen das einzelne Gestein im Laufe der Zeit zurücklegt, ist dagegen etwas ganz anderes, ein Teil dieses Weges wird uns durch den sechsten Abschnitt obiger Tabelle veranschaulicht.

Hierbei wird uns folgendes anschaulich:

Selbst wenn in zwei verschiedenen Gebirgen eine oder mehrere Zonen der Metamorphose identisch entwickelt sind, so brauchen deshalb doch die übrigen Zonen derselben Gebirge nicht identisch zu sein, da Uebereinstimmung mehrerer Kurvenpunkte noch nicht Identität der ganzen Kurven bedingt.

Der Verlauf der Kurve ist bestimmt durch rein geologische Faktoren, räumliche Verteilung von Temperatur und Druck während der Metamorphose.

Eine Karte über die räumliche Verteilung von Zonen verschiedener Metamorphose kann uns daher einen Ueberblick über die Verteilung von Temperatur und Druck während der Metamorphose geben, hilft daher zum Verständnis der gleichzeitigen geologischen Vorgänge, sobald wir näheres über die absolute Lage der Stabilitätsbedingungen der einzelnen Gesteine wissen.

Für die Bildung der Kalksilikatgesteine ist dies der Fall. Ich habe in einer früheren Mitteilung¹ gezeigt, wie wir mittelst des Theorems von Nernst annäherungsweise die Kurve der Kalksilikatbildung aus Kalkspat und Quarz berechnen können. Das Gebiet unserer Kalksilikatgesteine auf der beifolgenden Karte zeigt uns diejenigen Teile des Trondhjem-Gebiets, in denen während der Metamorphose die P-T Werte oberhalb der Gleichgewichtskurve $\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 = \text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2$ gelegen sind, (oder genauer gesagt oberhalb den etwas tieferen Gleichgewichtskurven für die Bildung Tonerde- und Magnesia-haltiger Kalksilikate).

II.

Die Kalksilikatglimmerschiefer.

Der Mineralbestand der Kalksilikatglimmerschiefer.

Folgende Minerale sind in den Kalksilikatglimmerschiefern des Trondhjem-Gebiets beobachtet worden:

Hauptgemengteile Plagioklas, Biotit, Quarz, ferner Amphibol, Zoisit, Klinozoisit-Epidot, weniger wichtig sind Pyroxen und Kalifeldspat. Neben- und Übergemengteile sind Magnetit, Magnetkies, Apatit, Graphit, Turmalin, die Titansäure ist durchwegs im Biotit gebunden, mitunter sekundär als Rutil ausgeschieden, nicht oft findet sich Titanit, selten sind Almandin und Muskovit, vielleicht Relikte aus früheren Stadien der Metamorphose.

Um kleinste Zirkonkrystalle finden sich pleochroitische Höfe in Amphibol und Biotit.

Kalkspat (in naturgemäß sehr wechselnder Menge) findet sich in Gesteinen der äußeren Zone, bei noch nicht ganz vollendeter Kalksilikatbildung.

Plagioklas bildet in den Kalksilikatglimmerschiefern meistens kleine bis mittelgroße isometrische Körner von polygonaler Form, seltener mit lappiger oder verzahnter Umgrenzung gegen Quarz. Deutlich tafelförmige Plagioklase findet man besonders in biotitreichen Schichten schwächer metamorpher Ge-

¹ Die Gesetze der Gesteinsmetamorphose, Vid.-Selsk. Skr., mat.-naturv. Kl. 1912, No. 22, S. 12.

steine dieser Gruppe. Selten ist Zwillingslamellierung sowohl nach dem Albit- wie Periklin-Gesetz entwickelt, oder nach dem Albit-Gesetz allein. Viel häufiger tritt nur Periklin-Lamellierung auf, sehr oft aber fehlt jede Zwillingsstreifung¹, derart, daß man auf den ersten Blick versucht sein könnte, den Plagioklas für Quarz zu halten und sein Vorkommen zu übersehn. In den Gesteinen dieser Gruppe ist es daher notwendig, eine größere Anzahl der farblosen Mineralkörner in konvergentem Licht zu untersuchen, und das Mengenverhältnis zwischen Quarz und Plagioklas festzustellen, sofern nicht der Plagioklas so Anorthit-reich ist, daß er ohne weiteres an seiner höheren Lichtbrechung erkannt wird. Wie die folgende Tabelle zeigt, ist die Zusammensetzung der Plagioklase eine sehr wechselnde. Die Bestimmungen wurden teils an Schnitten senkrecht zu M und P ausgeführt, teils an Schnitten senkrecht zu den Bisectrices α oder γ , und durch Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz oder Canadabalsam kontrolliert. Die Zusammensetzung der Plagioklase wechselt von Oligoklas bis fast reinen Anorthit, Zonenbau ist sehr häufig.

Plagioklase in Kalksilikatglimmerschiefern.

Zusammensetzung und Zonenbau	Fundort	Gesammelt von
	a.	
	Guldalen zwischen den Bahnstationen Singaas und Holtaalen.	
25 % An. → 35 → 25	Hexem bei Holtaalen.	V. M. GOLDSCHMIDT
26	Gegenüber der Mündung der Sandaa in die Gula.	— —
26 → 32	Bei Yset zwischen Holtaalen und Langletet.	— —
35	Bei Yset zwischen Holtaalen und Langletet.	— —
27 → 32	} Südlich von Almaaskroken.	— —
34		— —
34		— —
29	Eisenbahnlinie bei Grønsetengen.	— —
30	Gegenüber der Mündung der Sandaa in die Gula ² .	— —
34 → 57 → 34	Brücke über die Holta zwischen den Bahnstationen Singaas und Reitstøen.	— —

¹ Man vergleiche Tafel I, Fig. 6, den meisten Plagioklaskörnern fehlt Zwillingsstreifung.

² Große Sedimentscholle im „weissen Granit“.

Zusammensetzung und Zonenbau	Fundort	Gesammelt von
40 → 83	Einige 100 m. nordwestlich des Hofes Langletet, analysiert.	V. M. GOLDSCHMIDT
58 → 84		
60 → 70		
62 → 92		
60 → saurer		
	Weiter nordwestlich des Hofes Langletet.	— —
65 → 32	Südlich von Almaaskroken.	— —
	b. Kvikne.	
35 → 26	Stöen, reich an Zoisit.	TH. KJERULF
55 → 29	Gipfel südlich von Kviknebrona, Biotit-reiche Schicht im Kalksilikatgneis.	C. O. B. DAMM

Wenn man die Menge des Plagioklases mit der des Quarzes vergleicht, findet man sehr häufig, daß die Plagioklase um so basischer sind, je größer ihre Gesamtmenge im Gestein ist. Dies dürfte seinen Grund in der Tatsache haben, daß der Natrongehalt in den Gesteinen dieser Gruppe ziemlich konstant ist, daher auch der Gehalt an Albitsilikat, während die Menge des an Kieselsäure gebundenen Calciums, daher auch die Menge des Anorthits stark wechselt. Daher ist ein Steigen des Gesamtgehalts an Plagioklas in der Regel durch ein Steigen des Gehalts an Anorthit bedingt, und derart werden die Plagioklase bei steigender Menge immer Anorthit-reicher.

Für den Zonenbau der Plagioklase läßt sich keine allgemeine Regel aufstellen (siehe auch S. 10), sehr oft ist er invers. Letzteres hat seine Ursache wohl in dem Umstand, daß ein älterer saurer Plagioklas, aus dem Beginn der Metamorphose bei steigender Umwandlung des Gesteins (gesteigerter Anorthitbildung auf Kosten des Kalkspats) von basischem Plagioklas umwachsen wird.

Biotit ist nächst Plagioklas und eventuell Quarz der wichtigste Gemengteil der typischen Kalksilikatglimmerschiefer. Seine Individuen sind meist dicktafelförmig nach der Basis, selten unregelmäßig lappig, nicht selten poikilitisch durchlöchert von Einschlüssen anderer Minerale, besonders Quarz. Die Farbe des Biotits ist meist ein kräftiges reines Braun, in den kalkreichsten Gesteinen dieser Art oft mit einem starken Stich ins Rote und dann sehr an die Biotite vieler Hornfelse erinnernd.

Chloritisierung ist eine nicht seltene, aber meist ganz untergeordnete Erscheinung der Diaphtorese.

Quarz findet sich in den Kalksilikatglimmerschiefern in sehr wechselnder Menge, indem alle Uebergänge von Quarz-armen Gesteinen bis zu Quarz-reichen gewöhnlichen Glimmerschiefern auftreten können. Die Eigenschaften des Quarzes sind dieselben wie in gewöhnlichen Glimmerschiefern.

Amphibol ist ein wichtiger Gemengteil in sehr vielen hierher gehörigen Gesteinen. Schon unter Kalksilikatgneis (siehe S. 11) ist erwähnt worden, wie in Biotit-reichen Gesteinen der Pyroxen durch Amphibol ersetzt oder vertreten wird. Bei Wechsellagerung dünner Lagen von Kalksilikatgneis und Kalksilikatglimmerschiefer findet man oft in ersterem Pyroxen, in letzterem Amphibol.

Bezüglich der optischen Eigenschaften des Amphibols kann auf das unter Kalksilikatgneis mitgeteilte verwiesen werden. Der einzige vielleicht charakteristische Unterschied zwischen den Amphibolen der Kalksilikatgneise und der Kalksilikatglimmerschiefer besteht darin, daß in den Absorptionsfarben der ersteren bräunlichgrüne und reiner grüne Töne stärker ausgeprägt sind, als bei denen der Glimmerschiefer, wo die Töne mehr ins Graue spielen.

Monokliner Pyroxen ist ein relativ seltenes Mineral in den Kalksilikatglimmerschiefern und wurde bis jetzt vorzugsweise in solchen Vorkommen gefunden, die mit dünnen Schichten von Kalksilikatgneis wechsellagern, zum Beispiel in Material von Storlihö, Kvikne, gesammelt von C. O. B. DAMM. Der Pyroxen bildet hier unregelmäßig gelppte und verästelte Krystalskelette einheitlicher Orientierung im Plagioklas-reichen, fast Quarz-freien Glimmerschiefer. Zwischen Singsaas und Holtaalen findet sich Pyroxen auch in Quarz-führendem Kalksilikatglimmerschiefer.

Es scheint, daß die Koexistenz von Pyroxen, Biotit und Quarz in einem recht großen Teil der Kalksilikatzone des Trondhjem-Gebiets nicht bestandfähig gewesen oder geworden ist, wodurch wir auf ähnliche Bildungsbedingungen geführt werden, wie bei den Gesteinen des Orijärvi-Gebiets in Finnland, bei denen P. ESKOLA auf die Unbeständigkeit dieser Mineralkombination hingewiesen hat¹. Nur im centralen Teil der Kalksilikatzone erscheint diese Mineralkombination gesichert.

¹ PENTTI ESKOLA: Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijärvitraktens bergarter, Bull. Comm. Geol. de Finlande, No. 44 (1914) und: On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland, ebenda No. 40 (1914).

Zoisit ist ein häufiger Gemengteil vieler Kalksilikatglimmerschiefer. In vielen Fällen ist er keine Sekundärbildung auf Kosten des Plagioklases, die etwa den Saussurit-Mineralen vergleichbar wäre, sondern ein durchaus selbstständig gebildetes Mineral, genetisch vergleichbar den anderen Kalksilikaten. Allerdings scheint er einem relativ schwachen Stadium der Metamorphose zu entsprechen, indem er sich als Primärmineral wesentlich an den Aussenrändern des Gebiets der Kalksilikatgesteine vorfindet, so zum Beispiel in der Gegend um Stöen, Kvikne, am Südostrand der Kalksilikat-führenden Gesteine. Auch von vielen anderen Fundorten kenne ich ihn, zum Teil möglicherweise als jüngere Bildung. Primärer Zoisit bildet große, oft poikilitisch durchlöchernde Porphyroblasten. Er ist leicht erkennbar an seinen anomalen Interferenzfarben, besonders in Schnitten nahe senkrecht zu einer der optischen Axen. Der optische Charakter ist stets positiv, wobei ihn der kleine Axenwinkel leicht von Klinozoisit unterscheiden läßt. Die Ebene der optischen Axen liegt bald senkrecht zur Längserstreckung der Krystalle, dann ist die Axendispersion $\rho \gg v$ um die erste Bisektrix, bald parallel der Längsrichtung, dann ist die Axendispersion $v \gg \rho$. In beiden Orientierungen schwankt der Axenwinkel $2E$ gewöhnlich zwischen 20° und 40° , ist selten so hoch wie 60° .

Klinozoisit und Epidot sind keineswegs seltene Gemengteile der Kalksilikatglimmerschiefer. Sie sind als primär gebildete Gemengteile häufig in einer Zone, welche den eigentlichen Kalksilikatglimmerschiefern vorangeht (siehe S. 6 u. 7), ihre Menge kann in den am stärksten metamorphen Gesteinen dieser Art recht bedeutend werden, bei noch stärkerer Metamorphose werden sie in den eigentlichen Kalksilikatglimmerschiefern durch basischen Plagioklas ersetzt. Oft zeigen sie Zonenbau mit wechselndem Eisengehalt, mitunter ist der Kern am reichsten an Eisen, mitunter die Hülle.

Als jüngere Bildung (wohl auf Kosten des Plagioklases) sind Minerale der Klinozoisit-Epidot-Reihe recht verbreitet auch in Gesteinen der höchst-metamorphen Zone.

Kalifeldspat ist in den Kalksilikatglimmerschiefern weit seltener als in den Kalksilikatgneisen, meistens fehlt er vollständig. Auch seine Menge ist, wo er vorkommt, viel untergeordneter. Bemerkenswert ist es, daß wir auch in den Kalksilikatglimmerschiefern typischen Myrmekit als ständigen Begleiter der Grenze Kalifeldspat-Plagioklas antreffen. Ich habe den Kalifeldspat nur in einigen wenigen höchstmetamorphen Schiefen angetroffen (auf der Strecke Langletet—Reitstöen, Guldalen).

Almandin ist ein relativ seltener Gemengteil der Kalksilikatglimmerschiefer. In der Regel ist er auf Gesteine mit wenig und Albit-reichem Plagioklas beschränkt, welche den gewöhnlichen Granatglimmerschiefern nahe stehn. Hier bildet er Porphyroblasten derselben Art, wie im Granatglimmerschiefer. In solchen Gesteinen, die reicher an Kalksilikat sind, ist er äußerst selten und macht den Eindruck eines Relikts aus einem früheren Stadium der Metamorphose, um so mehr, als er sehr starke Korrosionserscheinungen aufweist und oft zu einem ganz unregelmäßig geformten Auflösungsrest vermindert ist.

Muskovit ist ein seltener Bestandteil in Kalksilikatglimmerschiefern, wesentlich beschränkt auf die schwächer metamorphen Gesteine dieser Gruppe, mitunter vielleicht auch eine jüngere Mineralneubildung.

Unter den Über- und Nebengemengteilen ist Magnetkies oft in reichlicher Menge vorhanden, seine Individuen sind oft von Magnetit umrandet. Unter den dunkeln Mineralkörnern ist Graphit mitunter reichlich vertreten, Rutil dürfte in den meisten Fällen sekundär auf Kosten von Biotit entstanden sein, Titanit wurde nur in relativ wenigen Fällen beobachtet. Apatit in kleinen, etwa isometrischen Körnern ist ein gewöhnlicher Nebengemengteil, ebenso wie in den gewöhnlichen Glimmerschiefern und in den Kalksilikatgneisen. Brauner Turmalin findet sich nicht gerade selten in den kalkärmeren Kalksilikatglimmerschiefern, mitunter ist er zonar gebaut, mit graublauem Kern und brauner Hülle.

Struktur und Korngrösse der Kalksilikatglimmerschiefer.

Die Textur und Struktur der Kalksilikatglimmerschiefer erinnert in den weitaus meisten Fällen an diejenige der gewöhnlichen Glimmerschiefer. Das Strukturbild wird beherrscht von den mehr oder weniger deutlich parallel angeordneten Biotit-Tafeln. Der Plagioklas spielt im Strukturbilde dieselbe Rolle, wie in gewöhnlichen Glimmerschiefern der Quarz¹, nur in Gesteinen der äußeren Zone (mit beginnender Plagioklasbildung) zeigt er häufig eine rohe Tafelform parallel M (mit leistenförmigen Durchschnitten). Amphibol bildet, wo er in geringerer Menge auftritt, gern Porphyroblasten, oft siebartig durchlöchert, in Amphibol-reicheren Gesteinen dieser Art bildet er zahlreiche kurze Prismen oder unregelmäßig lappige, langgestreckte Körner, die ungefähr parallel den Biotit-Tafeln angeordnet sind². Der Zoisit bildet in der Regel Porphyroblasten, oft von bedeutender Größe. Die Por-

¹ Man vergleiche Tafel I Fig. 5 u. 6.

² Man vergleiche Tafel I Fig. 3.

phyroblasten des Almandins zeigen, wie oben erwähnt, oft kräftigste Resorptionserscheinungen. Klinozoisit-Epidot-Mineraie bilden in der Regel nur kleinere Körner und Prismen.

Die dicken Tafeln des Biotits haben parallel der Basis meist einen größten Durchmesser von 0,3—1 mm. mitunter 1—2 mm., senkrecht dazu etwa ein Viertel bis ein Drittel dieser Zahlen. Die isometrischen Plagioklaskörner haben als Durchschnittsgröße etwa ein Zwanzigstel bis (selten) die Hälfte des maximalen Biotit-Durchmessers im gleichen Gestein. Die Körner des Quarzes sind in den meisten Fällen etwas größer als diejenigen des Plagioklases. Die Porphyroblasten von Amphibol und Zoisit erreichen bis Centimetergröße und darüber.

Sehr viele Plagioklas-reiche Kalksilikatglimmerschiefer zeigen eine ausgesprochen sandige Beschaffenheit und zerfallen bei Verwitterung oder mechanischer Beanspruchung zu einer sandähnlichen Masse. Diese Eigenschaft hat ihren Grund in der grob polygonalen Form der einzelnen Plagioklasindividuen, die dann ohne Verzahnung oder Kittmaterial aneinander stoßen. Mit primärer Sandsteinstruktur hat die Erscheinung nichts zu tun.

Kataklastische Erscheinungen fehlen ganz, oder sind auf schwache Deformationen der Quarze in relativ schwächer metamorphen Gesteinen beschränkt.

Die Zusammensetzung der Kalksilikatglimmerschiefer.

Es erschien mir von Interesse, die chemische Zusammensetzung derjenigen Schiefer kennen zu lernen, welche überwiegend aus kalkreichem Plagioklas und Biotit bestehn. Insbesondere schien es mir wichtig festzustellen, ob der sedimentäre Charakter dieser Gesteine auch an der chemischen Zusammensetzung deutlich erkennbar ist, oder ob er durch irgendwelchen Stofftransport verwischt worden ist. Um eventuellen Processen der Stoffzufuhr von Seiten der sauren Intrusivgesteine nachzuforschen, wählte ich zur chemischen Analyse ein Handstück aus einem Gebiet, das stark von Pegmatitgängen der »weißen Granite« durchsetzt ist. In einem Meter Abstand von dem untersuchten Stück setzt ein zwei Meter breiter Pegmatitgang auf. Der Fundort liegt einige hunderte Meter nordwestlich des Hofes Langletet (nahe der Bahnstation gleichen Namens) im Tal der Gula.

Die Analyse wurde von Herrn Chemiker OLAF RÖER, Norsk kemisk Bureau, Kristiania ausgeführt, er fand:

Kalksilikatglimmerschiefer, Langletet.

			Mittel	
SiO ₂	50,18	50,31	50,25
TiO ₂	0,67	0,69	0,68
Al ₂ O ₃	20,25	20,34	20,30
Fe ₂ O ₃	1,84		1,84
FeO	8,62	8,62	8,62
MnO	0,09		0,09
MgO	3,98	3,96	3,97
CaO	6,99	7,00	7,00
BaO	0,06		0,06
Na ₂ O		1,34	1,35	1,35
K ₂ O		3,25	3,26	3,26
P ₂ O ₅		0,08		0,08
CO ₂	0,25		0,25
S	2,20	2,19	2,20
H ₂ O — 105 ⁰	0,15		0,15
H ₂ O + 105 ⁰		1,58	1,58	1,58
				101,68
—O = S . . .				0,96
				100,72

Etwas C tritt in dem Gestein auf, sodaß der Wert für CO₂ zu hoch ist.

$$\text{Dichte}^1 \frac{20^0 \text{C.}}{4^0 \text{C.}} \quad 2,894$$

Das Resultat der Analyse stimmt somit völlig überein mit dem Chemismus normaler Mergelschiefer.

Der Mineralbestand der auf 100 % reducierten Analyse läßt sich folgendermaßen berechnen:

Schwefel wird im Magnetkies (Fe₇S₈) gebunden. Magnetit (den man im Dünnschliff als Umrandung um Magnetkies bemerkt) wird schätzungsweise als 1 % der Gesteinsmasse angenommen, da seine Menge etwa ein Fünftel derjenigen des Magnetkieses beträgt. Phosphorsäure wird als Apatit berechnet. Da die in der Analyse bestimmte kleine Kohlensäuremenge auch den Kohlenstoffgehalt des Gesteins umschließt, der wahrscheinlich den Hauptanteil der Kohlensäure geliefert haben dürfte, wird von

¹ Bestimmt von Herrn E. Berner.

einer Berechnung des Karbonatgehalts abgesehn, um so mehr, als im Dünnschliff keinerlei Karbonat sichtbar ist. Der nach Abzug von Apatit verbleibende Kalkgehalt wird als Anorthit berechnet (da von sekundärem Klinozoisit nur ganz geringe Spuren vorhanden sind), der gesamte Natrongehalt als Albit. Dann erhält man einen Bytownit der Zusammensetzung $Ab_{26} An_{74}$ als durchschnittlichen Feldspat des Gesteins. Die optische Bestimmung der Feldspate (siehe die Zusammenstellung Seite 23) hatte folgende Anorthitgehalte ergeben: 60% , 60% , 62% , $40\% \rightarrow 83\%$, $58\% \rightarrow 84\%$, $60\% \rightarrow 70\%$, $62\% \rightarrow 92\%$. Der Rest, welcher nach Abzug dieser Minerale noch hinterbleibt, ist als Biotit und Quarz in Rechnung zu stellen. Wird der Kieselsäuregehalt des Biotits (in Uebereinstimmung mit zahlreichen neueren Analysen dieses Minerals) gleich $36,00\%$ gesetzt, so wird die berechnete Menge des Biotits $31,31\%$, die des Quarzes $15,57\%$. Unter Vernachlässigung des hygroskopischen Wassers erhält man folgende Zahlen als berechnete Zusammensetzung des Biotits (unter I angeführt), der zum Vergleich die Analyse (II) eines Biotits aus Quarzmonzonit, Mariposa, Kalifornien¹ wiedergegeben wird:

	I.	II.
SiO ₂	36,00	35,75
TiO ₂	2,17	3,16
Al ₂ O ₃	17,05	14,70
Fe ₂ O ₃	3,64	4,65
FeO	12,65	14,08
MnO	0,29	0,45
MgO	12,62	14,08
CaO		0,17
BaO	0,19	0,12
Na ₂ O		0,32
K ₂ O	10,35	9,19
H ₂ O ÷ 105°		1,03
H ₂ O + 105°	5,01	3,64
	99,98	

Das Gesamtergebnis der Berechnung ist in der Tabelle III am Schlusse der Abhandlung zusammengefasst.

Die Uebereinstimmung zwischen dem beobachteten Mineralbestand und dem berechneten ist vollständig. Natürlich macht die Berechnungsweise nur Anspruch auf angenäherte Gültigkeit, da ja jeder Plagioklas etwas Kali enthält, jeder Biotit etwas Natron und Kalk.

Die Richtigkeit der Berechnung lässt sich auch durch folgende Berechnung des spezifischen Gewichts prüfen, wobei die geringen Spuren von Klinozoisit und Graphit nicht berücksichtigt sind:

¹ W. F. HILLEBRAND, siehe CLARKE, U. S. A. Geol. Survey, Bull. 419 (1910), S. 289 D.

		Spec. Gewicht.	Volumen
5,54 %	Magnetkies . . .	4,60	0,0120435
1,00	Magnetit . . .	5,20	0,0019231
0,20	Apatit . . .	3,16	0,0003774
46,34	Bytownit . . .	2,725 ¹	0,1700550
31,31	Biotit . . .	3,05 ²	0,1026558
15,57	Quarz . . .	2,6495	0,0587658
99,97	Summe = spec. Vol. des Gesteins korrigiert auf 100 %		0,3458206 0,3459811

Hieraus Dichte des Gesteins 2,891, gefunden 2,894.

Die Verbreitung der Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer im Trondhjem-Gebiet.

Die südlichsten mir bekannten Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer des Trondhjem-Gebiets sind von J. MORTENSEN (1863) und C. O. B. DAMM (1896/97) südlich der Tals der Orkla gesammelt worden. Das südlichste dieser Vorkommen ist Grönhø³. Auch nördlich des Orkla-Tals in Kvikne kommen Gesteine derselben Art vor (Sammlungen von C. O. B. DAMM). Weiter finden sich dieselben Gesteine um den oberen Teil des Hauka-Tals (Einsammlungen von M. BUGGE 1887) und an verschiedenen Stellen um Budalen (C. BUGGE 1906).

Weiter gegen Nordosten kreuzen die Kalksilikatgesteine das Tal der Gula, wo sie am Mannigfaltigsten entwickelt sind. Ich habe sie im Tale selbst auf der Strecke von Fjeset (westlich der Bahnstation Singasaas) bis zur Bahnstation Holtaalen studiert. Weiter südöstlich im Tale treten wesentlich kalkarme hochkristalline Schiefer auf. Die Kalksilikat-führenden Gesteine der Bahnstrecke Eidet—Reitan gehören nicht zu unsern Kalksilikatgesteinen der Gula-Gruppe, sondern zu den Derivaten der zum Teil effusiven Stören-Gruppe.

Auf der Strecke Singasaas-Holtaalen finden sich Kalksilikatgesteine der Gula-Schiefer auch auf den Bergen zu beiden Seiten des Tals.

Noch weiter gegen Norden finden sich Kalksilikatgesteine im Kirchspiel Selbu und zwar südlich des Selbusjö. Schon C. H. HOMAN und

¹ Dichte des Bytownits $Ab_{25} An_{75}$ nach WÜLFING (ROSENBUSCH-WÜLFING, Mikr. Phys., I. 2. S. 330).

² Dichte des Biotits von Mariposa, siehe oben.

³ Es ist wohl wahrscheinlich, daß die Kalksilikatgesteine noch ein Stück weiter nach SSW fortsetzen, doch ist gerade aus dieser Gegend nur spärliches Material gesammelt worden, worunter sich keine kalkhaltigen Sedimente befanden.

H. REUSCH¹ beschreiben, wie die Kalkspat-haltigen Glimmerschiefer, welche sich am Ostende des Sees von Selbu finden, nach Süden in harte, stärker umgewandelte Gesteine übergehn. Der gneisartige Augit-reiche Granit mit Biotit vom Graafjeld (l. c. S. 22—23) dürfte ein grobkörniger Kalksilikatgneis sein. Auch in den Einsammlungen M. BUGGES (1885) habe ich südlich des Selbusjö an mehreren Stellen Kalksilikatgesteine konstatieren können, ebenso im Tal der Nea (östlich des Sees), ferner nördlich dieses Tals. Endlich gehören hierher unzweifelhaft die Quarzfladen-Schichten von Bithammeren bei Gudaa an der Bahnstrecke Trondhjem-Meraker, deren Grundmasse von H. BÄCKSTRÖM² als reich an Kalksilikaten beschrieben worden ist. Von demselben Fundort lagen mir einige Stücke vor, welche TH. KJERULF gesammelt hat; die Identität der Kalksilikat-Grundmasse mit den Kalksilikatgneisen von Singsaas-Holtaalen ist unzweifelhaft. Auch Kalksilikatglimmerschiefer etwas westlich von Bithammeren fanden sich in Einsammlungen von C. SCHULZ.

Gewiß dürften die Kalksilikatgesteine auch in nördlicheren Teilen des Trondhjem-Gebiets, außerhalb unserer Karte, vorkommen. Es sei hier erwähnt, daß Kalksilikatglimmerschiefer auch unter den Glimmerschiefern des nördlichen Norwegens nicht selten vertreten sind, so im Amte Nordland, wie ich an einer Anzahl von Dünnschliffen feststellen konnte.

Bezüglich des Vorkommens der Kalksilikatgesteine im Trondhjem-Gebiet kann folgendes gesagt werden. Sie finden sich teils als dünne Lagen in häufiger Wiederholung wechselnd mit gewöhnlichen kalkarmen Glimmerschiefern, teils als mächtigere selbstständige Gesteinsmassen. Die größte zusammenhängende Masse von Kalksilikatgneis, welche mir bekannt wurde, ist diejenige, welche sich im Tal der Gula von Fjeset bis Almaaskroken erstreckt (ca. 14 Kilometer), nur unterbrochen von mächtigen Lagergängen jüngerer Intrusivgesteine.

Klassifikation der Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer und Vergleich mit Kontaktgesteinen.

Bei einer Klassifikation unserer Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer ist folgendes zu beachten. Die Gesteine dieser Art sind variabel in zwei verschiedenen Beziehungen.

Erstens in ihrem ursprünglichen chemischen Bestande, der durch die Menge an kohlenurem Kalk gekennzeichnet ist.

¹ C. H. HOMAN: Selbu, Norges geol. Unders. Skr. No. 2, 1890, S. 11.

² H. BÄCKSTRÖM: Om „Kvartskakelagren“ vid Gudå, Norge, Geol. Fören. i Stockh. Förh. Bd. 12 (1890) S. 209—246.

Zweitens in dem Grade der Metamorphose, charakterisiert durch die mehr oder weniger vollständige Umsetzung des Kalkspats mit Kieselsäure zu Kalksilikaten (vergl. S. 7 und S. 20).

Eine Klassifikation, die ihren Ausgangspunkt in Variation der ersten Art nimmt, wäre analog der Klassifikation der Hornfelse in die Klassen 1—10. Eine Klassifikation, die ihre Einteilungsgründe aus Unterschieden der zweiten Art nimmt, entspräche dagegen etwa der GRUBENMANN-Systematik der krystallinen Schiefer, geordnet nach drei Tiefenstufen.

Schon GRUBENMANN hat in seinem Werke über krystalline Schiefer gezeigt, wie beide Arten der Systematik einander nicht ausschließen, sondern notwendig ergänzen. Kürzlich hat auch P. NIGGLI¹ die Abgrenzung und Verknüpfung beider Arten von Systematik behandelt.

Im folgenden wollen wir versuchen, für die Gesteine aus der Centralzone des Trondhjemgebiets eine Klassifikation erster Art anzudeuten.

Solange nur wenig Calcium an Kieselsäure gebunden ist, verbleibt Biotit ein Hauptgemengteil des Gesteins. Erst bei Bindung von viel Calcium an Kieselsäure wird der Biotit aufgezehrt, unter Bildung von Kalifeldspat, dann entstehn Kalksilikatgneise.

Betrachten wir nur Gesteine der höchstmetamorphen Zone, so entspricht die Trennung von Kalksilikatgneis und Kalksilikatglimmerschiefer einem primären Unterschiede im Kalkgehalt des Sediments. In etwas schwächer metamorphen Gebieten fehlen dagegen die Kalksilikatgneise, es treten nur Kalksilikatglimmerschiefer auf, die sich durch einen wechselnden Gehalt an Kalkspat + Quarz unterscheiden.

Vergleichen wir nur Gesteine desselben Grades der Metamorphose, so gelangen wir zu dem Begriffe, welchen P. ESKOLA in seiner schon mehrfach erwähnten gedankenreichen Abhandlung² als metamorphe Facies definiert hat.

Die Einteilung der metamorphen Gesteine in Facies bezweckt eine feinere Klassifikation, als die Scheidung in nur drei Tiefenstufen, welche dadurch in zweckmäßiger Weise ergänzt wird. Da die Einteilung in metamorphe Facies vorläufig eine rein empirische ist, gestützt auf geologisch-petrographische Beobachtungen, wird, wie schon ESKOLA bemerkt, hierdurch auf keinen Fall irgend ein hypothetisches Moment in die Systematik gebracht.

Im folgenden wollen wir nur die metamorphe Facies der innersten Centralzone des Trondhjem-Gebiets behandeln. Der Gesteinsreihe Tonschiefer-Mer-

¹ P. NIGGLI: Die physikalisch-chemische Bedeutung der Gesteinsmetamorphose, Ber. Mat.-phys. Kl. K. Sächs. Ges. d. Wiss. Leipzig, B. 67, S. 223—269.

² PENTTI ESKOLA: Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orjårvitraktens bergarter, Bull. Comm. Géol. de Finlande, No. 44 (1914).

gelschiefer entspricht hier die Reihe zwischen Granatglimmerschiefer und Kalksilikatgneis. Es finden sich in derselben metamorphen Facies sowohl Amphibol- wie Pyroxen-führende Gesteine, erstere sind dann kalkärmer als die letzteren. Bei abnehmendem Grade der Metamorphose verschiebt sich die Grenze der Amphibol-Gesteine und der Pyroxen-Gesteine in der Richtung zunehmenden Kalkgehalts, dann führt oft die Diaphthoresis zu einer jüngeren Amphibolbildung auf Kosten von Pyroxen und Biotit.

Die bisher bekannten Glimmerschiefer, Kalksilikatglimmerschiefer und Kalksilikatgneise des Trondhjem-Gebiets entsprechen in ihrem Kalk-Gehalt den Hornfelsen der Klassen 1—7 aus dem Kristiania-Gebiet, welche durch reine Kontaktmetamorphose, ohne Beteiligung von Regionalmetamorphose entstanden sind.

Die folgende Tabelle gibt uns zwei ursprünglich identische Gesteinsreihen in verschiedener metamorpher Facies:

	Facies I.	Facies II.	
	Kristiania-Gebiet, innerste Kontaktzone.	Trondhjem-Gebiet, höchstes Stadium der Regionalmetamorphose.	
Hornf. Kl.			
1.	Andalusit-Cordierit-Kalifeldspat-Biotit.	— Almandin-Biotit, daneben oft auch Staurolith und Muskovit.	} Granatglimmerschiefer.
2.	Plagioklas-And.-Cord.-Kalifeldsp.-Biotit.	— Plagioklas-Almandin-Biotit, oft auch Staurolith.	
3.	Plag.-Cord.-Kalifeldsp.-Biotit.	— Plagioklas-Almandin-Biotit	} Kalksilikatglimmerschiefer.
4.	Plag.-Hypersthen-Cord.-Kalifeldsp.-Biotit.	— Plagioklas-Biotit	
5.	Plag.-Hyp.-Kalifeldsp.-Biotit.	— Plagioklas-Amphibol-Biotit	
6.	Plag.-Diopsid-Hyp.-Kalifeldsp.-Biotit.	— Plagioklas-Diopsid-Biotit	} Kalksilikatgneise.
7.	Plag.-Diopsid-Kalifeldsp.-Biotit.	— Plagioklas-Diopsid-Kalifeldspat-Biotit	
	Plag.-Diopsid-Kalifeldsp.	— Plagioklas-Diopsid-Kalifeldsp.	

Quarz, der in jedem dieser Gesteine auftreten kann und aufzutreten pflegt, ist nicht besonders aufgeführt.

Die Tabelle der Trondhjem-Gesteine erhebt noch nicht den Anspruch, eine vollständig einwandfreie Klassifikation zu sein, da wir mangels Analysen der Biotite und Amphibole keine exakten Reaktionsgleichungen beim Uebergang des einen Typus in den andern aufstellen können¹. Die Tabelle be-

¹ Sobald wir den Chemismus der Phasen variabler Zusammensetzung (Biotit, Amphibol) kennen, wird sich untersuchen lassen, ob auch in diesen Gesteinen Gleichgewichtszustände vorliegen, welche den Forderungen der Phasenlehre entsprechen. Meiner Einführung der Phasenlehre als mineralogisches Klassifikationsprinzip ist kürzlich von H. E. BOECKE widersprochen worden (Grundlagen der phys.-chem. Petrogr., Berlin 1915, S. 371 u. 385), und zwar mit der Begründung, daß selbst bei den so leicht reagierenden Salzmineralen nicht immer der Gleichgewichtszustand eintritt, der die Voraussetzung der Phasenregel ist. Diese Begründung ist hinfällig, denn wie E. JÄNECKE soeben gezeigt hat, ist BOECKES Deutung der betreffenden Salzparagenesen unrichtig, diese sind unzweifelhaft Gleichgewichtsparagenesen (Die Entstehung der deutschen Kalisalzlager, Braunschweig, 1915, S. 100 u. 106).

zweckt nur zu zeigen, welche Gesteine des Trondhjem-Gebiets wahrscheinlich in chemischer Beziehung mit den einzelnen Hornfelsklassen des Kristiania-Gebiets zusammengestellt werden müssen, und gleichzeitig die charakteristischen Unterschiede beider Facies im Mineralbestande zu demonstrieren.

Die Unterschiede im Mineralbestande von Facies I und II sind im Wesentlichsten folgende:

Der Facies II fehlen¹ Cordierit und Hypersthen, ferner spielt Kalifeldspat in Facies II eine viel geringere Rolle als in I. Facies II enthält Amphibol, ferner Almandin und Staurolith im Gegensatz zu I. Glimmerminerale (Biotit, auch Muskovit) sind in Facies II viel bedeutungsvoller als in I.

Die Unterschiede gehen also in der Richtung, daß in Facies II teils relativ schwere Minerale auftreten (Almandin, Staurolith), teils Hydroxylreiche (Glimmer, wohl auch der Amphibol).

Die höchstmetamorphe Zone des Trondhjem-Gebiets unterscheidet sich also von den inneren Kontaktzonen des Kristiania-Gebiets in ähnlichem Sinne, wie es das Orijärvi-Gebiet (siehe *ESKOLA*, l. c.) gegenüber dem Kristiania-Gebiet tut. Die Art des Unterschiedes kann, wie schon *ESKOLA* bemerkt, als Einfluß höheren Druckes und niederer Temperatur gedeutet werden.

Die peripherischen Teile der Centralzone im Trondhjem-Gebiet dürften noch niedrigerer Temperatur entsprechen, charakterisiert durch größere Häufigkeit von Amphibol, und Auftreten von primärem Klinozoisit, was an die äußeren Kontaktzonen des Kristiania-Gebiets erinnert.

In ihrer Textur unterscheiden sich die hier beschriebenen Trondhjem-Gesteine von analogen Kristiania-Gesteinen durch das häufige Auftreten von Krystallisationsschiefrigkeit, wodurch sie aber an die primär Strefbeeinflussten Hornfelse der Gegend von Langesund erinnern.

Die höchstmetamorphe Zone des Trondhjem-Gebiets dürfte an der Grenze zwischen *GRUBENMANN'S* mittlerer und tiefster Zone stehn.

Eine wichtige Frage ist es, ob die Kalksilikatgesteine des Trondhjem-Gebiets im Wesentlichen durch Kontaktmetamorphose entstanden sind. Bei der Häufigkeit junger Intrusivgesteine im Trondhjem-Gebiet, vor allem der sauren »weißen Granite« oder Trondhjemite (welche Oligoklas-Quarz-Gesteine sind, siehe auch S. 37), läßt sich jedem der bekannten Vorkommen $\{$ von Kalksilikatgestein in nicht allzugroßer Entfernung eine

¹ Über das Auftreten der Al_2SiO_5 -Minerale im Trondhjem-Gebiet werde ich in einer späteren Publikation berichten.

Intrusivmasse oder zum mindesten ein größerer Gang zuordnen. Ich möchte es jedoch nicht als wahrscheinlich betrachten, daß die Kalksilikatgesteine des Trondhjem-Gebiets *nur* Kontaktprodukte der relativ kleinen sichtbaren Intrusivmassen sind. Dazu sind die Kalksilikatgesteine in ihrem Mineralbestande zu gleichmäßig entwickelt, ob sie nun näher oder ferner den Intrusivgesteinen auftreten, und ihr Vorkommen ist in so regelmäßiger Weise an die Centralzone des Trondhjem-Gebiets gebunden, daß ich der Kontaktmetamorphose der sichtbaren Intrusivmassen nur einen mitwirkenden Einfluß zuschreiben möchte, etwa bestehend in gesteigerter Korngröße, reichlicherem Auftreten von Skapolith, Ersatz von Amphibol durch Pyroxen und ähnlichem.

Falls man die Kalksilikatgesteine des Trondhjem-Gebiets in ihrer Gesamtheit als Kontaktprodukte betrachten will, so ist man genötigt, eine große, noch unterirdische Intrusivmasse anzunehmen, welche sich längs der Centralzone des Trondhjem-Gebiets erstreckt, und von welcher die sichtbaren Intrusionen nur Ausläufer und Satellit-Lakkolithen seien.

Eine solche Auffassung der Eruptive liegt natürlich im Bereich der Möglichkeiten, wurde auch schon von A. E. TÖRNEBOHM angedeutet¹. Dieser erörterte die Möglichkeit, ob nicht die »weißen Granite«, die in den Tälern bei Domaas, Kvikne, Singsaas, Eidet und östlich des Selbusjø aufgeschlossen sind, die obersten Rückenteile größerer, zum Teil gemeinsamer Eruptivmassen seien.

Man kommt mit dieser Frage zu dem Problem, ob überhaupt bei der Regionalmetamorphose versteckte Eruptivmassen einen wesentlichen Faktor darstellen, ein Problem, dessen Lösung große Schwierigkeiten bietet.

Vergleich mit Kalksilikatgesteinen aus andern Gebieten.

Die Beschaffenheit einer metamorphen Facies ist bedingt durch ihre geologische Geschichte. Mineralbestand und Struktur einer gemeinsam auftretenden Gruppe metamorpher Gesteine ist gegeben durch den Chemismus des einzelnen Gesteins und durch die zeitliche Aenderung von Temperatur, statischem Druck und Strefs. Man darf daher annehmen, daß Gebiete mit analoger (auch bezüglich der Struktur) Facies der Metamorphose auch Aehnlichkeiten in ihrer geologischen Geschichte aufweisen müssen, daß die Metamorphose unter ähnlichen geologischen Vorgängen stattgefunden hat. Bei Studien über Regionalmetamorphose ist es daher sehr wichtig, möglichst viele Gebiete gleichartiger Metamorphose ausfindig zu

¹ A. E. TÖRNEBOHM: Det centrala Skandinaviens Bergbyggnad, S. 108 (Kgl. Svenska Vet. Akad. Handl. Bd. 28 (1896) No. 5).

machen, um dann festzustellen, inwiefern alle diese Gebiete auch in ihrer geologischen Geschichte Analogien erkennen lassen.

Die geologischen Bedingungen, welche das Auftreten einer Regionalmetamorphose verursachen, sind uns unbekannt; wir wissen nur, daß irgendwelche Verknüpfung zwischen den Processen der Gebirgsbildung und denen der Regionalmetamorphose statthat. Auch für die eigentlichen Ursachen der Gebirgsbildung sind wir nur auf Vermutungen angewiesen.

Es erscheint mir nicht aussichtslos als Arbeitsmethode, in analog metamorphen Gebieten nach Analogien der geologischen Ereignisse zu suchen und derart die geologischen Ursachen der Metamorphose festzustellen.

Eine solche systematische Vergleichung analog metamorpher Gesteine darf natürlich nicht auf eine einzelne Gruppe beschränkt bleiben, wie es die Kalksilikatgesteine sind, sondern muß versuchen, sämtliche Produkte der Metamorphose in einem Gebiet mit solchen anderer Gebiete zu parallelisieren.

Ich werde deshalb an dieser Stelle noch keinen solchen allgemeinen Vergleich durchführen, sondern nur auf einige wenige Gebiete mit analogen Kalksilikatgesteinen hinweisen.

Die Kalksilikatgesteine aus dem äußeren Teil der Centralzone im Trondhjem-Gebiet, die Glimmerschiefer mit Biotit, Zoisit, Klinozoisit besitzen ein vollständiges Analogon in manchen metamorphen Mergeln der Bündner-Schiefer, wie sie W. VAN HOLST PELLEKAAN beschrieben hat¹.

Die Kalksilikatgesteine der maximalmetamorphen Zone besitzen ebenfalls Analoga in anderen Gebieten.

Am größten ist wohl die Aehnlichkeit zwischen den Kalksilikatgneisen des Trondhjem-Gebiets und den Augitgneisen des Niederösterreichischen Waldviertels, die F. BECKE² beschrieben hat.

Bemerkungen zur Karte (Tafel II).

Die Karte gibt (nach meinen Untersuchungen) eine Uebersicht der Regionalmetamorphose in den Teilen des Trondhjem-Gebiets, welche zwischen Gudbrandsdalen und der Bahnlinie Trondhjem—Meraker liegen. Sie ist nur ein Teil einer analogen Karte über das gesamte südliche Norwegen, welche ich später zu publicieren gedenke.

¹ W. VAN HOLST PELLEKAAN: Geologie der Gebirgsgruppe des Piz Scopi, Dissertation Zürich (Amsterdam 1913).

² F. Becke: Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels, Min. petrogr. Mitt. Bd. 4, S. 189 (1882), sowie „Das niederösterreichische Waldviertel“ von F. BECKE, A. HIMMELBAUER, F. REINHOLD u. R. GÖRGEV, Tschermaks Min. petrogr. Mitt. Bd. 32 (1913) S. 185.

Nicht dargestellt ist die südöstliche unmetamorphe Zone und die darauf folgende Zone des Chlorits, welche noch außerhalb des Trondhjem-Gebiets liegen. Die unmetamorphe Zone im westlichen Teil des Trondhjem-Gebiets (Meldalen—Höilandet—Klæbu) ist zwar mechanisch verschiefert, jedoch im wesentlichen ohne Mineralneubildungen in den Tonschiefern.

Von den Eruptivgesteinen des Trondhjemgebiets ist nur ein Teil dargestellt und zwar die kaledonische Familie der weißen Trondhjem-»Granite« und ihrer basischeren Verwandten. Die Gesteine dieser Art entsprechen den Tonaliten der Alpen, den Granodioriten der Andes, unterscheiden sich aber von beiden soweit im chemischen und mineralogischen Bestand, daß sie einen besonderen Namen verdienen. Ich werde diese Gesteine nach einem intermediären und einem sauren Glied der Reihe als Opdalit-Trondhjemit-Familie bezeichnen. Ihre ausführliche Beschreibung hoffe ich bald publicieren zu können.

Bei der Einzeichnung der Intrusivgesteine benutzte ich folgendes Material: Die vorliegenden geologischen Karten, eigene Beobachtungen, Tagebücher von J. MORTENSEN, K. M. HAUAN, M. BUGGE, A. GETZ, C. O. B. DAMM, P. SCHEI und C. BUGGE aus dem Archiv von Norges geologiske Undersøkelse. Dem Direktor derselben, Herrn Dr. H. REUSCH sage ich meinen besten Dank für die Erlaubnis zur Durchsicht der Tagebücher.

Nicht dargestellt sind die sauren Intrusivgesteine mit Augengneis-Struktur, welche den Ost- und West-Rand des Trondhjem-Gebiets begleiten, ferner die große Familie der basischen Effusiv- und Intrusiv-Gesteine früh-kaledonischen Alters.

Die Kontakthöfe der Opdalit-Trondhjemit-Intrusivgesteine sind (nach meinen Untersuchungen an eigenem und älterem Material) ebenfalls auf der Karte dargestellt, damit man deren Dimensionen mit denen der regionalmetamorphen Zonen vergleichen kann. Die Kontakthöfe sind nur innerhalb der schwächer regionalmetamorphen Gebiete eingezeichnet; auch in den höher metamorphen Gebietsteilen ist Kontaktmetamorphose an Intrusivgesteinen deutlich nachweisbar, ihre räumliche Ausdehnung gegenüber der Regionalmetamorphose ist aber nicht leicht abzugrenzen, deshalb ist vorläufig von ihrer kartographischen Darstellung auf der Uebersichtskarte abgesehn worden.

Bezüglich zahlreicher Einzelheiten der Karte, sowie der Beziehungen zwischen Regionalmetamorphose und geologischem Bau muß ich auf spätere Veröffentlichungen verweisen. Dasselbe gilt für die Analogien mit andern Gebirgen.



Nachtrag.

Bei der Zeichnung der Karte wurden zwei ganz kleine (1—2 Km. Durchmesser) Gebiete granatführender Schiefer versehentlich ausgelassen, diese liegen bei etwa $62^{\circ} 58' N.$ $0^{\circ} 27' W.$ und bei etwa $62^{\circ} 55' N., 0^{\circ} 31' W.$

I. Kalksilikatgneis, siehe S. 16—17.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	Cl	H ₂ O + 105°
0,13 Magnetkies	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—
0,44 Apatit	—	—	—	—	—	—	—	—	0,24	—	—	—	0,18	—	—	—	—
{ 1,00 Marialith	0,64	—	0,18	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—	—	—	—	0,04	—
{ 2,76 Mejonit	1,06	—	0,91	—	—	—	—	—	0,66	—	—	—	—	0,13	—	—	—
0,50 Biotit	0,18	0,02	0,07	0,02	0,09	—	—	0,05	0,01	—	—	0,04	—	—	—	—	0,02
1,79 Titanit	0,55	0,73	—	—	—	—	—	—	0,51	—	—	—	—	—	—	—	—
25,63 Andesin Ab ₅₅ An ₄₅ .	14,60	—	7,02	—	—	—	—	—	2,39	—	1,62	—	—	—	—	—	—
{ 14,09 Kalifeldspat	9,13	—	2,58	—	—	—	—	—	—	—	—	2,38	—	—	—	—	—
{ 0,11 Celsian	0,04	—	0,04	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—
6,20 Klinozoisit	2,42	—	1,85	0,31	—	—	—	—	1,50	—	—	—	—	—	—	—	0,12
20,00 Pyroxen	10,50	—	0,06	0,40	1,93	—	0,08	2,27	4,70	—	—	—	—	—	—	—	0,05
13,46 Amphibol	6,63	—	0,58	0,11	2,59	—	—	1,90	1,35	—	—	—	—	—	—	—	0,20
13,40 Quarz	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,51	59,25	0,75	13,29	0,84	4,61	0,08	0,08	4,22	11,36	0,05	1,77	2,42	0,18	0,13	0,05	0,04	0,39

II. Kalkspat-haltiger Glimmerschiefer, siehe S. 19—20.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	S	H ₂ O + 105°
0,13 Magnetkies	—	—	—	—	—	0,08	—	—	—	—	—	—	—	—	0,05	—
0,37 Apatit	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	—	—	—	0,15	—	—	—
16,02 Oligoklasalbit	10,59	—	3,40	—	—	—	—	—	0,34	—	1,69	—	—	—	—	—
16,45 Kalkspat	—	—	—	—	—	—	—	—	9,21	—	—	—	—	7,24	—	—
0,40 Kohlenstoff	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,48	—	—
3,00 Muskovit	1,36	—	1,15	—	—	—	—	—	—	—	—	0,35	—	—	—	0,14
27,13 Biotit	9,74	0,65	5,97	0,56	3,89	—	0,07	3,75	—	0,04	—	1,60	—	—	—	0,83
35,56 Quarz	35,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,06	57,28	0,65	10,52	0,56	3,89	0,08	0,07	3,75	9,75	0,04	1,69	1,95	0,15	8,72	0,05	0,97

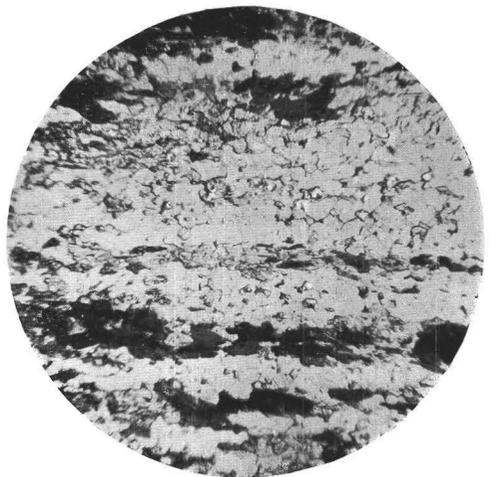
III. Kalksilikatglimmerschiefer, siehe S. 28—29.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Fe	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	H ₂ O + 105°
5,54 Magnetkies	—	—	—	—	—	3,35	—	—	—	—	—	—	—	2,19	—
1,00 Magnetkit	—	—	—	0,69	0,31	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,20 Apatit	—	—	—	—	—	—	—	—	0,11	—	—	—	0,08	—	—
{ 34,13 Anorthit	14,77	—	12,50	—	—	—	—	—	6,86	—	—	—	—	—	—
{ 12,21 Albit	8,40	—	2,37	—	—	—	—	—	—	—	1,34	—	—	—	—
31,31 Biotit	11,27	0,68	—	1,14	3,96	—	0,09	3,95	—	0,06	—	3,24	—	—	1,57
15,57 Quarz	15,57	—	5,34	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,97	50,01	0,68	20,21	1,83	4,27	3,35	0,09	3,95	6,97	0,06	1,34	3,24	0,08	2,19	1,57



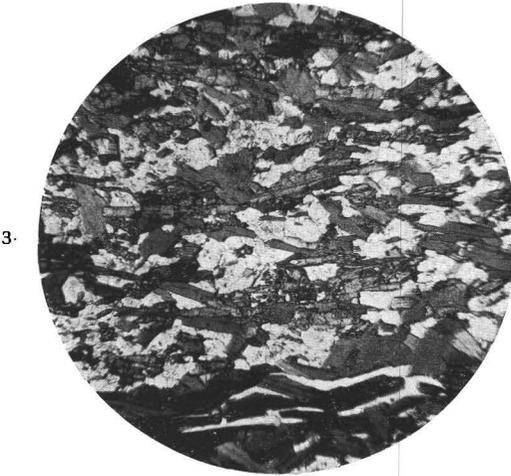
1.

Chloritphyllit, Kalkspat-haltig, Birkaker (vergl. S. 5).
Vergr. 20.



2.

Glimmerschiefer, Kalkspat-haltig, mit beginnender
Plagioklasbildung, Bua. Orig. d. Anal. (vergl. S.
7, 14 u. 18). Vergr. 20.



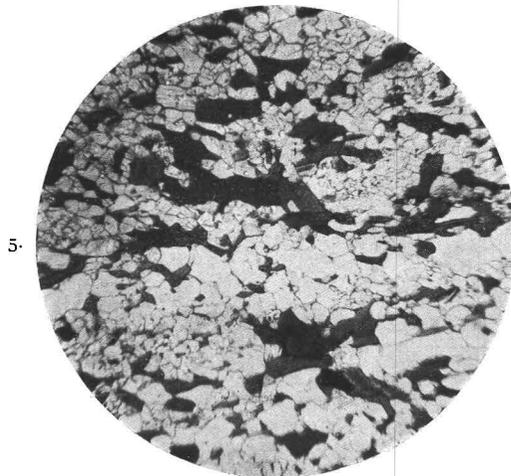
3.

Kalksilikatglimmerschiefer, Biotit-Amphibol-Plagio-
klas-Quarz, Fjeset, westlich Singaas (vergl. S. 26).
Vergr. 20.



4.

Kalksilikatgneis, großer Pyroxen, voll von Plagio-
klaskörnern (vergl. S. 9 u. 10). Vergr. 20.



5.

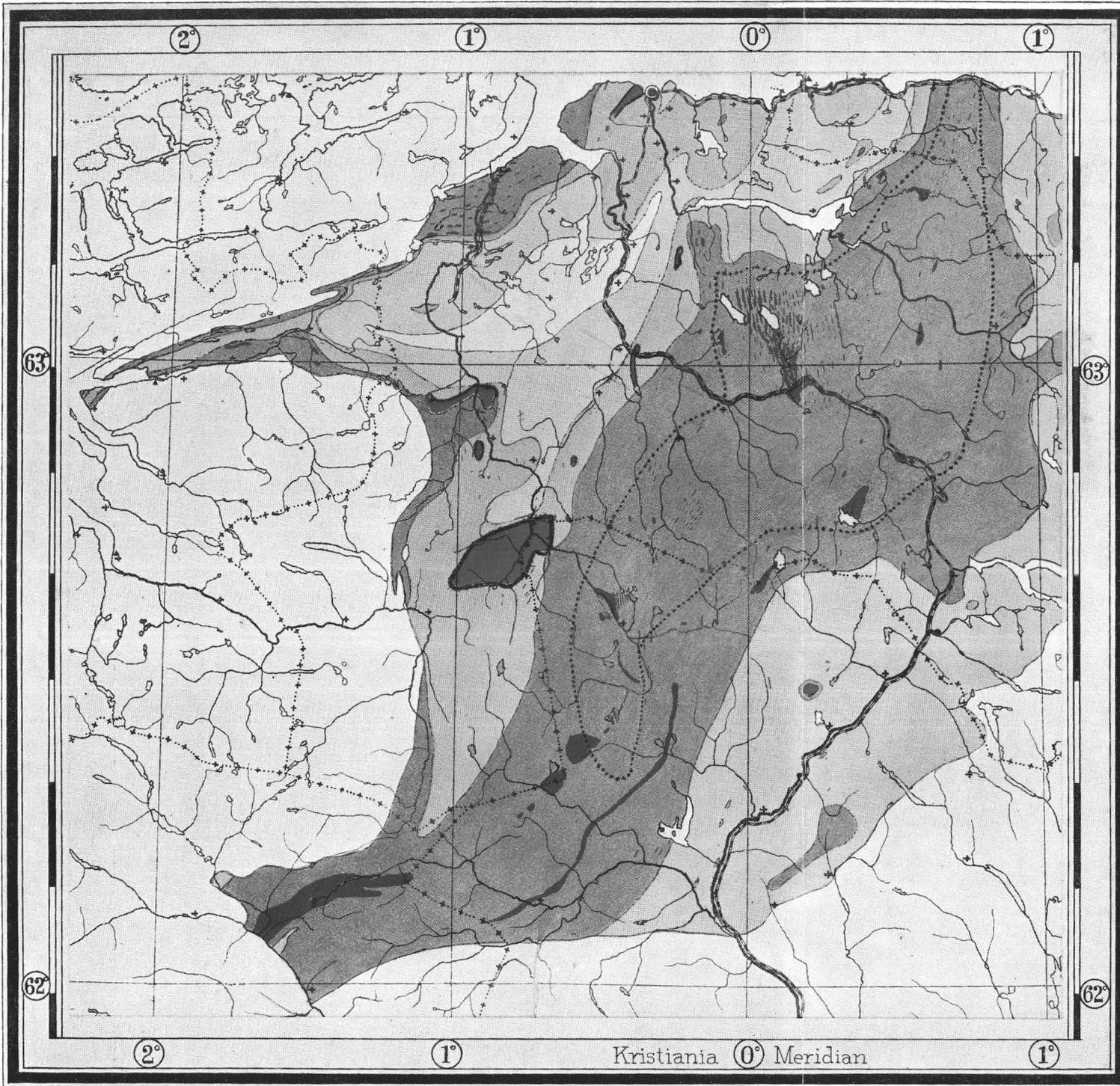
Kalksilikatglimmerschiefer, Biotit-Plagioklas-Quarz,
Langletet. Orig. d. Anal. (vergl. S. 26 u. 28).
Vergr. 20.



6.

Wie Fig. 5, aber mit + Nicols. Plagioklase in der
Regel ohne Zwillingsstreifung (vergl. S. 22).
Vergr. 20.

V. M. Goldschmidt, phot.



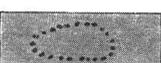
Metamorphose der Tonschiefer.

 Nur mechanische Metamorphose.

 Zone des Chlorits.

 Zone des Biotits.

 Zone des Granats.

 Zone, in welcher Kalksilikatgneise und Kalksilikatglimmerschiefer vorkommen.

 Intrusivgesteine der Opdal-Trondhjemit-Familie.

 Kontaktmetamorphe Zone an Opdal-Trondhjemit-Intrusiven (vergl. auch S. 37).

1 : 1,000,000

V. M. Goldschmidt.

