

Die Gesteine der Halbinsel Strand

Inhaltsverzeichnis

Abstract	5
Einleitung	7
Aufbau und Gesteinsabfolge	8
Präkambrische Meta-Granite	8
Kambro-silurische metamorphe Sedimente	8
Kaledonische Intrusivgesteine	23
Kontaktmetamorph überprägte Metaarkosen und Metatuffite ..	26
Ablagerungsbedingungen und Genese der kambro-silurischen Sedimente	32
Metamorphe Rekristallisation und Mineralneubildung	35
Petrotektonik	38
Auswirkungen der kaledonischen Orogenese auf die Quarzkorngefüge	47
Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation	51
Zusammenfassung	52
Literaturverzeichnis	55
Mit 3 Tafeln	

Abstract

This second report of investigations in the Stavanger district gives a description of the geology, petrography, and the structural deformations in a Cambro-Silurian rock sequence of metamorphosed argillaceous sediments, sandstones, pyroclastics, and a granitic sill in the Strand area, southwestern Norway. With the exception of this Caledonian sill the whole Cambro-Ordovician series has been transformed into a homogenous unit by the Caledonian deformation. Two systems of fold axes and related linear elements of different age have been recognized. Angles between the older and younger axes fluctuate from 40° to 90° . The same phases of deformation have been recognized in the Precambrian granites and gneisses forming the basement to the Cambro-Silurian beds, whereas movements of Caledonian origin in the deeper situated Precambrian rocks are represented only by narrow fault zones with associated strong mylonitization. The sub-Cambrian peneplain shows an extensive deformation parallel to the main Caledonian tectonic direction. Quartz petrofabrics of the Precambrian granitic gneisses and the Cambro-Silurian sediments show identical patterns and trends.

Einleitung

Die Halbinsel Strand stellt im Stavanger-Gebiet die grösste zusammenhängend vom Kambro-Silur eingenommene Landfläche dar (ca. 110 km²). Sie hat deshalb für die Überlegungen V. M. Goldschmidts (1921) zur Petrogenese trondhjemitischer Intrusionsmassen kaledonischen Alters eine besondere Bedeutung gehabt. 70—80 km² der Strand-Halbinsel werden nach Goldschmidts Karte (1921) von hunderte Meter mächtigen Lagergangmassen bedeckt, während die Areale der durch eine Injektions-Kontaktmetamorphose umgewandelten Phyllite nur relativ kleine Flächen einnehmen. Goldschmidt nahm daher an, dass die riesigen Intrusivplatten, die seine Karte ausweist, bereits während der Intrusion «gefaltet und verfrachtet wurden, teils in flüssigem, teil in schon starrem Zustande (Goldschmidt S. 34)». Bei dieser Dislokation sollen nach Goldschmidt (S. 21, 33, 38, 100) die untersten Partien der trondhjemitischen Lagergangplatten zu quarzitischen Mylonitgesteinen verformt worden sein. Er schloss auch die Möglichkeit ein, dass solche zwischen den unterlagernden kambrischen Phylliten und den hangenden Intrusivkörpern liegenden Quarzschiefer «magmatische» Quarzite sein könnten (Goldschmidt 1921 S. 33). Bevorzugtes Intrusionsniveau für die Lagergangmassen war nach Goldschmidt (S. 36/37) die «Schichtfuge zwischen den weichen Phyllitgesteinen und den darüberliegenden härteren grünen Schiefeln».

Bei der Neubearbeitung des NE angrenzenden Inselgebietes Fogn—Halsnøy—Randøy (Müller u. Wurm 1969) hat sich hingegen ergeben, dass der weitaus grösste Teil der von Goldschmidt als trondhjemitische Lagergänge und Injektionsmetamorphite bezeichneten Gesteine aus Metasandsteinen, Metaarkosen, Metagrauwacken, Quarziten und Metatuffen besteht, welche mit den Phylliten vielfach wechsellagern. Es handelt sich um den autochthonen Verband fein- und gröberklastischer Sedimente, der jetzt in regionalmetamorpher Grünschieferfazies vorliegt. Der einzige auf den Inseln Halsnøy und Bokn vorhandene Lagergang ist kein Trondhjemit, sondern ein granitisches Gestein mit Kaliumvormacht.

Dieser Lagergang liegt nicht auf der Hangendgrenze des Phyllits, wie Goldschmidt meinte, sondern zwischen Metaarkosen und basischen Tuffen.

Aufgabe der nachfolgend dargestellten Untersuchungen soll es daher sein, zu prüfen, ob sich die Metasedimente der Inselgruppe Randøy—Fogn auf dem Festland fortsetzen. Ferner ist zu klären, welchen Anteil Lagerganggesteine an der kambro-silurischen Serie auf der Halbinsel Strand haben und welchen kontaktmetamorphen Einfluss sie gegebenenfalls auf die ehemaligen Sedimente ausgeübt haben. Ferner soll geprüft werden, wieweit die von Goldschmidt entwickelten tektonischen Vorstellungen, wie z. B. Dislokationen und pygmatische Faltungen, exakten tektonischen Vermessungen und gefügekundlichen Untersuchungen standhalten.

Aufbau und Gesteinsabfolge

Die petrographische Kartierung und tektonische Vermessung der Strand-Halbinsel wurde im Frühjahr und Sommer 1967 durchgeführt, während die westlich vorgelagerte Insel Heng im Herbst 1968 untersucht wurde. Auch hier standen wieder die Manuskriptkarte (1 : 100 000) von Herrn Lektor T. Birkeland, Stavanger, und die älteren Übersichtskarten 1 : 400 000 von Reusch (1910) und 1 : 100 000 von Goldschmidt (1921) zur Verfügung. Den folgenden Ausführungen liegen unsere petrographisch-geologische und tektonische Karte (1 : 50 000) zugrunde (Tafel 1 u. 2).

Präkambrische Meta-Granite.

Die präkambrische Basis der Halbinsel Strand wird abgesehen von ganz wenigen Amphibolit- und Pegmatitgängen ausschliesslich von schwach metamorphen Mikrolin-Porphyrgraniten eingenommen. Die petrographische Ausbildung dieser Granite ist selbstverständlich in einem so grossen Areal wechselnd und kann hier nicht Objekt einer genaueren Untersuchung sein. Da jedoch ein grosser Teil des Stoffbestandes der auflagernden kambro-silurischen Metasedimente aus dem Verwitterungsschutt der präkambrischen Porphyrgranite aufgebaut ist (Müller und Wurm 1969 S. 20), soll doch eine kurze Beschreibung dieser Gesteine gegeben werden. Im Gegensatz zu den präkambrischen Porphyrgraniten

der Insel Randøy (ebenda S. 4) zeigen die Porphygranite der Halbinsel Strand eine deutliche, wenn auch schwache metamorphe Veränderung ihres Mineralbestandes. Diese macht sich am deutlichsten in der Entmischung von Ca-Komponente in den primären Oligoklasen unter Bildung von Albit und Klinozoisit bemerkbar. Das gilt auch für die zahlreichen idiomorphen Plagioklaseinschlüsse in den Mikroklinen.

Die spätmagmatischen xenomorphen Albite zeigen diese Saussuritierung nicht, da sie von vornherein in ihrer chemischen Zusammensetzung den Stabilitätsbedingungen der späteren Metamorphose in Grünschieferfazies entsprachen. Sie sind jedoch pneumatolytisch am Ende der magmatischen Kristallisation serizitisiert worden, während durch die Metamorphose nur eine Sammelkristallisation des Serizits zu Muskowit erfolgte.

Eine weitere metamorphe Veränderung ist die Sammelkristallisation der spätmagmatisch entmischten Perthitkomponente zu Albitkristallen bis zu 200 μm \varnothing in den Mikroklineinsprenglingen. Randlich sind die Mikrokline teilweise in zahlreiche kleine Körner zerlegt worden, die sich durch sehr scharfe Zwillingsgitter (Albit + Periklin) auszeichnen. Auch Quarz deutet durch seine Rekristallisation in solchen Mörtelstrukturen auf eine syntektonische Umformung hin. Diese erfolgte nach der tektonischen Beanspruchung oder überdauerte sie, wie die Ausfüllung von Rupturen in Feldspäten und Quarzen durch jungen Quarz zeigt.

Der primäre braune Biotit rekristallisierte unter der Bildung von Aggregaten zahlreicher grüengefärbter Kleinkristalle und der Ausscheidung von Titanit und Erz. Vereinzelt braune Biotite sind noch relik-tisch erhalten und zeigen die typische spätmagmatische Chloritisierung unter Ausscheidung von Sagenit.

In Tab. 1 ist der Mineralbestand von 3 Proben des Porphygranites wiedergegeben. Die eine Probe 186 stammt vom SW-Ende des Untersuchungsgebietes S. Jørpeland, die zweite aus der Mitte vom Nedre Tysdalsvatn und die dritte (176) vom NE-Ende bei Sør-Skår. Es liegt auf der Hand, dass diese wenigen Proben nicht für das ganze Gebiet repräsentativ sind.

Tabelle 1. *Präkambrische Porphygranite.*

Probe	186	177	176	
Mikroklinperthit	42,0	37,1	31,5	Vol. - %
Plagioklas ¹⁾	14,1	23,4	24,8	»
Albit	13,9	9,9	12,2	»
Klinozoisit	0,4	0,7	0,5	»
Quarz	24,5	26,0	25,2	»
Biotit	4,2	2,5	4,2	»
Titanit	0,2	0,2	0,3	»
Akzessorien ²⁾	0,7	0,2	1,3	»

¹⁾ Serizitisierter und saussuritisierter Plagioklas, -primär Oligoklas, jetzt Albit.

²⁾ Akzessorien = Chlorit, Muskowit, Apatit, Zirkon, Erz.

Unmittelbar an der Grenze zu den auflagernden kambrischen Phylliten sind die Porphygranite stark verändert und als Gneise ausgebildet. Das primäre Tiefengesteinsgefüge ist völlig zerstört. Eckige Bruchstücke der magmatischen Feldspäte sind durch eine rekristallisierte Quarzmatrix verbunden. Serizit ist in langen Strähnen angeordnet, während Biotit völlig fehlt. Es ist schwer zu beurteilen, ob allein die kaledonische Kataklyse während der Verformung der auflagernden kambro-silurischen Serie dies Gefüge geschaffen hat, oder ob die Verwitterung der Penepain einer derartigen Zerlegung des magmatischen Korngefüges in den obersten Bereichen der Granite bereits vorgearbeitet hatte.

Kambro-silurische metamorphe Sedimente.

Phyllite.

Im Gegensatz zum Inselgebiet Randøy—Fogn fehlen auf der Halbinsel Strand die unteren Glieder der kambro-silurischen Sedimentserie. Es sind dies die Basisquarzite und Metaarkosen (Müller und Wurm 1969 S. 6), der untere Phyllithorizont (ebenda S. 7) und der Metasandsteinhorizont zwischen dem unteren und oberen Phyllit (ebenda S. 11). Die Sedimentation setzte im Raume der Halbinsel Strand erst mit dem oberen Phyllithorizont ein. Die Phyllite dieses Horizontes liegen unmittelbar auf der subkambrischen Penepain. Es konnten mit Ausnahme eines kleinen Areals am Südufer des Bjørheimsvatns keine Basissandsteine aufgefunden werden.

Das Auskeilen der unteren Glieder der kambro-silurischen Serie in Richtung auf die Strand-Halbinsel kündigt sich schon auf Fogn an (Müller und Wurm 1969 Tafel 2). So sinkt die Mächtigkeit der Metaarkosen und Metatuffe *zwischen* den beiden Phyllithorizonten von Randøy mit > 100 Meter nach Fogn auf etwa 40 Meter.

Der Mineralbestand der Phyllite in den beiden Untersuchungsgebieten unterscheidet sich nicht merklich. Die Schichtsilikate nehmen im Mittel etwa 60 Vol.-% ein (Tabelle 2) (Müller und Wurm 1969, Tabelle 2 und 5). Quarz und Albit machen zusammen 35 Vol.-% aus. Die Schwankungen im übrigen Mineralbestand sind unbedeutend. Die oberen Phyllite auf Randøy—Fogn und die der Halbinsel Strand führen fast immer einen kleinen Titanitanteil, welcher in den unteren Phylliten auf Randøy—Fogn fehlt.

Wie schon für Randøy—Fogn beschrieben (Müller und Wurm 1969 S. 8), wechseln Metaarkose- und Quarzitlagen mit den Phylliten. Andererseits enthalten die hangenden Metasandsteine immer wieder dünne Phyllitlagen oder -linsen (ebenda S. 13), welche bis zu mehrere Meter mächtig werden können. Ein solches Phyllitband lässt sich hier auf dem Ramnåsfjell über 100 Meter weit verfolgen. Dieser Phyllit wird durch die Probe 143 (Tab. 2) repräsentiert. Aus den Lagerungsverhältnissen ergibt sich, dass auch die schmale Phyllitzone an der Küste zwischen Fiskå und Vervik einer solchen 3. Periode feinklastischer Sedimentation zugerechnet werden muss (Proben 175 und 171, Tab. 2). Das wird im Profil II der Tafel 3 deutlich.

Phyllitführende Metaarkosen und Quarzite.

Die Phyllite gehen kontinuierlich in vielen Wechsellagerungen von feinklastischem mit größerem Sedimentmaterial in Metaarkosen über. In der Tabelle 3 sind 15 Proben aus dem gleichen stratigraphischen Niveau ausgewählt worden, welche sich über das ganze Gebiet der Halbinsel verteilen.

Auch in horizontaler Erstreckung ist zuweilen ein Fazieswechsel zu beobachten. So gehen die Phyllite am NE-Hang des Kjortåsen ganz allmählich in Quarzphyllite und Quarzite über (Tab. 3 Probe 1001 und 1002).

Tabelle 2. *Phyllite (äquivalent dem oberen Phyllithorizont auf Randøy—Fogn).*

Probe	144	690	180	135	157	749	188	140	175	171	143	Mittel	Vol.-%
Serizit	51,8	51,3	42,7	31,0	56,3	45,8	50,6	39,3	33,8	51,3	48,2	45,7	»
Chlorit	24,4	18,9	6,6	6,0	5,9	7,2	4,4	23,5	15,7	6,3	4,1	11,2	»
Biotit	—	1,7	6,9	0,7	—	18,2	—	—	—	12,5	3,3	3,9	»
Quarz	20,2	21,0	32,2	51,7	31,1	16,6	37,3	33,8	45,8	18,3	37,3	31,4	»
Albit	2,5	3,5	8,3	7,9	4,4	5,1	1,6	1,3	1,6	1,7	0,5	3,5	»
Granat	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	1,2	—	0,1	»
Titanit	—	0,7	1,8	0,1	0,1	5,3	0,1	0,1	<0,1	0,2	3,9	1,1	»
Akzessorien ³⁾ ..	0,4	0,4	1,1	1,0	0,1	—	0,2	1,7 ⁴⁾	1,1	0,6	1,4	0,7	»
Erz, Graphit ...	0,6	2,5	0,4	1,6	2,1	1,8	5,8	0,3	2,0	7,9	1,3	2,4	»

³⁾ Akzessorien bestehend aus: Apatit, Calcit, Klinozoisit, Zirkon, Rutil, Orthit, Hornblende, Pyroxen.

⁴⁾ 1,5 % Calcit.

Tabelle 3. *Phyllitführende Metaarkosen und Quarzite (äquivalent den Basissschichten des 3. «Gneis»-Horizontes auf Randøy—Fogn).*

Probe	693	1001	1002	181	136	138	670	159	752	754	1003	139	174	172	196	Mittel
Plagioklas ⁶⁾	7,4	—	—	34,3	10,8	—	1,1	7,9	1,4	3,0	6,2	3,1	14,7	4,3	1,3	6,4
Albit ⁶⁾	22,3	1,6	6,5	8,8	28,7	0,5	20,4	21,4	17,6	29,8	26,8	31,3	26,7	28,1	13,1	18,9
Klinozoisit ⁶⁾	0,1	—	—	4,0	0,1	—	8,6	6,5	2,8	2,1	0,1	0,3	0,1	—	—	1,6
Mikroklin ⁶⁾	1,4	—	—	0,3	0,9	—	0,3	6,3	33,2	27,8	4,6	1,6	16,6	5,6	4,0	6,9
Quarz	19,1	67,3	74,6	14,6	27,7	94,2	37,2	36,9	31,9	18,6	33,0	24,2	21,9	23,1	14,4	35,9
Titant	1,7	0,1	—	1,5	—	0,7	0,3	1,3	0,5	1,1	0,6	2,5	0,9	0,2	3,9	1,0
Calcit	9,6	—	—	5,1	4,5	<0,1	0,7	1,7	0,5	0,4	1,6	2,5	1,9	0,3	8,4	2,5
Akzessorien ⁷⁾	0,7	2,2	1,6	0,2	0,6	2,3	0,5	0,4	0,2	0,1	0,1	1,0	0,4	0,4	1,2	0,8
Serizit/Muskowit	3,0	21,3	11,6	14,8	18,2	2,3	25,9	14,3	6,9	5,6	25,6	26,8	16,3	36,9	35,2	17,6
Chlorit	8,5	6,6	1,0	13,3	8,2	—	3,7	2,7	3,5	3,4	1,0	5,8	0,3	1,1	14,1	4,9
Biotit	26,2	0,9	4,7	3,1	0,3	—	1,3	0,6	1,5	8,1	0,4	0,9	0,2	—	4,4	3,5

⁶⁾ Plagioklas, Mikroklin = prämetamorphe, klastische Feldspäte im Gegensatz zu den

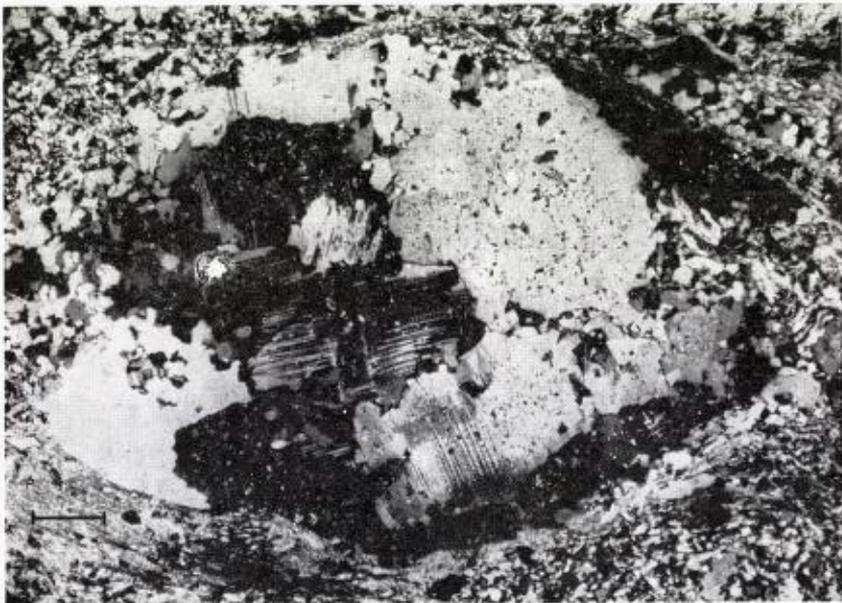
⁶⁾ metamorphen Neubildungen auf Kosten der klastischen Feldspäte.

⁷⁾ Akzessorien: Apatit, Erz, Hornblende, Zirkon, Rutil.

Metaarkosen.

Auch der Horizont der Metaarkosen lässt sich über das ganze Areal der Halbinsel Strand verfolgen. Er ist durch eine Übergangszone von mehreren zehner Metern Mächtigkeit vom unterlagernden Phyllithorizont getrennt (Tabelle 3).

Die gröberklastischen Anteile der Gesteine des Übergangsbereiches und die der hangenden Metaarkosen sind durch den gleichen typischen Mineralbestand gekennzeichnet wie die Metaarkosen in den drei «Gneis»-Horizonten auf Randøy—Fogn (Müller und Wurm 1969 S. 19 ff.). Klastische Körner des prämetamorphen Mineralbestandes, also die Bestandteile des ehemaligen Sandes, sind noch in Anteilen zwischen 30 und 80 Vol.-% erhalten. Die Anzahl von Granitgeröllen ist klein, meist < 1 Vol.-%. Das ist durch die relativ geringe mittlere Korngrösse von Arkosen bedingt. Ein solches Granitgeröll in einer phyllitführenden Metaarkose zeigt die Figur 1.



Figur 1. Geröll eines präkambrischen Mikroklingranites (bestehend aus Quarz, saussuritisiertem Plagioklas, Albit, Mikroklän, Muskowit und Biotit) in einer feinkörnigen Metaarkose. Fiskå, Probe 139, + Pol, Grünfilter. Der Masstab in diesem und allen folgenden Mikrofotos entspricht 300 μm .

Der Anteil von klastischen Mikroclin ist beachtlich und kann wie in der Probe 169 (Tab. 4) 35 Vol.-% übersteigen. Es handelt sich bei diesen Mikroklinen häufig um idiomorphe Kristalle, die ehemaligen Einsprenglinge der präkambrischen Porphygranite, oder um Bruchstücke von solchen.

Die Mikroklinae enthalten noch typische frühmagmatische idiomorphe Plagioklase, die häufig orientiert zu den Hauptzonen des Wirtes vom jüngeren Mikroclin eingeschlossen wurden (Figur 2).

Ein in den verschiedenen Proben schwankender Anteil der alten Plagioklasformen wurde während der Metamorphose teilweise oder gänzlich zerstört. Ein Beispiel ist die Probe 1005 in Tab. 4. Während der Metamorphose rekrystallisierte die alte Plagioklassubstanz fast völlig unter Bildung von kleinen Albitkörnern ($< 300 \mu\text{m } \varnothing$) und relativ grossen Klinozoisiten (Korngrösse $50\text{--}300 \mu\text{m } \varnothing$).

Es ist sehr schwer abzuschätzen, wie gross wohl der Anteil prämetamorpher Strukturen beim Albit sein mag. Albit bildete sich in diesen Gesteinen unter den Bedingungen der Grünschieferfazies auf Kosten



Figur 2. Mikroclinbruchstück mit Einschlüssen magmatischer Plagioklase in einer Metaarkose. 1,5 km SW Ormakam-Gipfel, Probe 674, + Pol, Grünfilter.

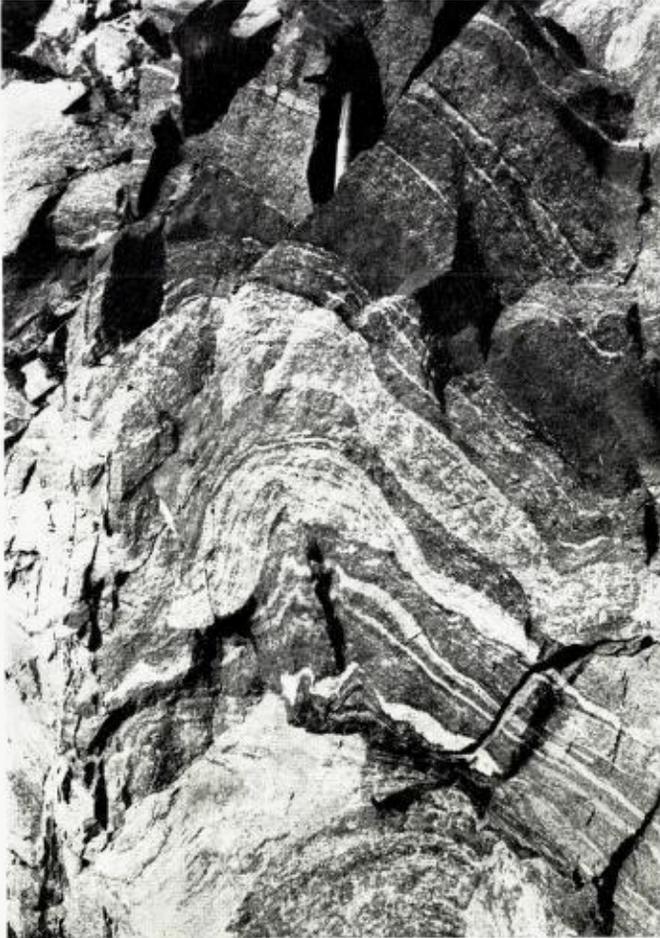
Tabelle 4. *Metaarkosen (äquivalent der unteren Serie des 3. «Gneis»-Horizontes auf Randsøy—Fogn).*

Probe	169	170	1004	133	1005	198	674	677	1006	141	197	193	189	145	Mittel	Vol.- ^o / _o
Plagioklas	21,2	20,9	9,9	11,7	7,8	8,7	14,1	11,9	24,0	27,0	24,0	7,9	20,2	11,7	15,9	»
Albit	11,6	23,9	26,4	23,1	42,4	27,8	28,0	28,0	20,0	21,0	19,5	31,9	30,5	33,4	26,2	»
Klinozoisits)	1,0	1,0	2,9	0,5	7,3	5,7	1,3	6,0	2,7	2,5	3,6	2,0	4,8	4,4	3,3	»
Mikroklin	37,4	22,3	7,5	0,7	9,7	11,8	20,4	14,5	14,1	23,2	20,9	2,2	16,0	18,6	15,6	»
Quarz	23,5	25,4	23,7	36,2	23,5	26,3	34,2	24,0	30,2	19,7	25,2	27,2	25,4	28,2	26,6	»
Muskowit	2,5	1,4	17,6	15,6	4,8	2,6	0,8	9,8	7,6	1,7	3,7	17,6	1,4	1,9	6,4	»
Biotit	2,8	4,4	6,0	2,6	3,1	15,8	0,5	4,5	0,8	2,1	1,4	—	0,8	0,9	3,3	»
Chlorit	—	0,2	0,9	2,5	0,9	—	0,1	0,5	—	1,2	0,6	9,2	0,4	—	1,2	»
Titanit	—	0,1	0,6	—	0,4	1,2	0,3	0,7	0,1	0,6	0,4	0,1	0,3	0,3	0,4	»
Calcit	—	—	3,9	6,7	—	—	—	—	0,1	0,8	0,6	1,6	0,2	0,6	1,0	»
Akzessorien	<0,1	0,4 ⁹⁾	0,6	0,4	0,1	0,1	0,3	0,1	0,4	0,2	0,1	0,3	0,1	0,1	0,2	»

8) Mit wechselnden Anteilen eisenreicherer Glieder der Epidot-Reihe.

9) 0,4 Vol.-^o/_o Granat.

alter Plagioklase. Zum anderen werden bei der Verwitterung von Graniten aber auch beachtliche Anteile primärer magmatischer Albite frei, die unter den metamorphen Bedingungen der Grünschieferfazies stabil sind und erhalten bleiben. Vereinzelt wurden solche prämetamorphen Albitkörner an schwachen Fe-Oxid-Überzügen auf den Kornoberflächen erkannt. Da aber die Metaarkosen extrem eisenarme Sedimentgesteine darstellen, sind solche Hinweise ausserordentlich selten und können



*Figur 3. Verfaltete Wechsellagerungen von Metatuffen und Metaarkosen.
500 m N Tau, Strasse nach Alsvik.*

nicht als Masstab für die Menge des vorhandenen prämetamorphen Albites benutzt werden.

Häufig finden sich Wechsellagerungen von reinen Quarzlagen mit solchen, die sowohl Feldspäte und Glimmer wie auch Quarz enthalten. Hierbei handelt es sich um ausgezeichnet erhaltene sedimentäre Gefüge im Millimeterbereich analog zu den Quarzit-Metaarkose-Phyllit-Wechsellagerungen im grossen Verbands.



Figur 4. Wechsellagerungen von Tuff- mit Sandsteinlagen im Dünnschliff eines Metatuffs. 500 m N Tau, Probe 145, + Pol.

Eindeutig klastische Kornformen und prämetamorphe Minerale finden sich häufig unter den Akzessorien. Besonders Zirkon, aber auch Titanit sind hier zu nennen. Auch Kalsbeek (1964) hält die Zirkone für prämetamorph.

Tuffitische Metaarkosen.

Wie schon für das Gebiet Randøy—Fogn beschrieben (Müller und Wurm 1969 S. 13) gehen die Metaarkosen allmählich zum Hangenden hin in Meta-Tuffe über. Im Handstück und Aufschluss stellen sich solche Metaarkosen mit tuffitischen Anteilen als Hell-Dunkel-Wechselagerungen dar. Milli- bis Zentimeterdicke helle Arkose- oder Quarzlitagen wechseln mit solchen, die vorwiegend stark saussuritisierte Plagioklase und > 20 Vol.-% dunkle Gemengteile enthalten (Figur 3). Diese Wechselagerung kommt im Handstück schärfer zum Ausdruck als im Dünnschliff (Figur 4). Man trifft nämlich in den basischen Lagen auch vereinzelt Granitgerölle und klastische Mikroklinkörner an. Ebenso finden sich in den hellen Lagen stark saussuritisierte Plagioklase aus basischen Effusivgesteinen und Pseudomorphosen von Chlorit nach Amphibol.

Ein besonders instruktives Beispiel stellt die Probe 164 (Tabelle 5) dar. In dieser wechseln 20—30 mm dicke Lagen von Mikroklin-Arkosen mit tuffitischem Material. Die Analyse 164 a gibt den Mineralbestand einer solchen Metaarkoselage, die Analyse 164 b eine Tuffitlage wieder. Wie man sieht, fällt der Gehalt klastischen Mikroklin von einer Schicht zur anderen von 41,4 auf 0,2 Vol.-%. Umgekehrt steigen in der Tuffitlage Klinozoisit und Epidot auf 9,1 Vol.-% und der Biotitgehalt auf 27,8 Vol.-%, während die Arkose nur 1,9 Vol.-% Klinozoisit und 1,5 Vol.-% Biotit enthält. Auch die Plagioklase sind in beiden Lagen deutlich verschieden. Die Arkose führt vorwiegend serizitisierte saure Plagioklase aus den Porphygraniten, der Tuffit hingegen fast ausschliesslich stark saussuritisierte ehemals anorthitreiche Feldspäte. Der Anteil tuffogener Lagen in den Metaarkosen macht sich generell im Mineralbestand stark bemerkbar. Vergleicht man die Mittelwerte der Tabelle 4 mit denen der Tabelle 5, so ist der Klinozoisit-Epidot-Gehalt in den tuffitischen Metaarkosen mehr als doppelt so hoch wie in den reinen Metaarkosen. Ferner ist auffallend, dass in den Tuffiten eisenreichere Epidote neben die Klinozoisite treten. Der Mikroklingehalt ist hingegen in den tuffitischen

Tabelle 5. *Tuffitische Metaarkosen (äquivalent der oberen Serie des 3. «Gneis»-Horizontes auf Randøy—Fogn).*

Probe	161	164 a	164 b	131	132	751	675	142	1007	148	146	Mittel	
Plagioklas ¹⁰⁾	10,5	5,7	15,0	26,1	10,6	3,5	7,5	2,0	20,2	19,8	16,6	12,5	Vol.-%
Albit	26,2	24,7	17,8	16,9	22,1	19,1	28,4	23,6	19,3	28,5	22,5	22,6	»
Klinoisit-Epidot	8,0	1,9	9,1	9,1	7,2	2,6	5,6	4,1	14,7	10,9	7,4	7,3	»
Mikroclin	4,9	41,4	0,2	2,1	5,0	4,5	16,9	1,6	0,8	3,5	6,9	8,0	»
Quarz	7,6	21,3	23,4	28,9	25,1	18,2	25,0	25,0	30,8	23,7	18,9	22,5	»
Grünbraune													
Hornblende	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	3,8	0,4	»
Biotit	28,1	1,5	27,8	2,3	21,3	23,4	14,1	2,8	7,2	7,5	20,9	14,3	»
Chlorit	0,3	—	—	0,4	0,3	3,2	0,8	18,9	2,9	2,7	0,4	2,7	»
Muskowit	7,0	3,1	3,0	12,2	5,3	9,4	—	0,8	3,1	0,6	0,6	4,1	»
Titanit	2,5	0,4	3,0	1,4	1,5	3,4	1,2	4,5	0,2	0,9	1,4	1,9	»
Calcit	4,7	—	0,4	0,6	—	10,0	—	16,3	—	—	0,4	2,9	»
Akzessorien ¹¹⁾	0,2	<0,1	0,3	<0,1	1,6	2,7 ¹²⁾	0,5	0,4	0,6	1,9	0,2	0,8	»

¹⁰⁾ Plagioklas = prämetamorphe, klastische Oligoklase und Albite aus den präkambrischen Porphyraniten und prämetamorphe ehemals intermediäre bis basische Plagioklase aus Tuffen. Beide Typen retrograd unter schwacher oder starker Klinoisitentmischung albitisiert. Der prämetamorphe Habitus blieb erhalten.

¹¹⁾ Akzessorien = Apatit, Granat, Erz, Zirkon, Rutil, Turmalin.

¹²⁾ 2,5 Vol.-% Apatit.

Metaarkosen im Mittel nur halb so gross. Auch der Muskowit- und Quarzgehalt ist niedriger, während der Anteil der dunklen Gemengteile Hornblende, Biotit, Chlorit und des Titanits sich in den tuffitischen Metaarkosen gegenüber den reinen annähernd vervierfacht.

Die mineralogische Zusammensetzung der tuffitischen Metaarkosen ist durchaus schwankend, doch ist generell festzustellen, dass zum Hangenden hin in den obersten kambro-silurischen Schichten des Berglandes NE Holta und nach NW hin im Küstenbereich die tuffogenen Anteile immer stärker zunehmen, bis die Arkosekomponenten in einzelnen Horizonten völlig verschwinden. Auch auf Fogn—Halsnøy (Müller und Wurm 1969 S. 14) steigt der Anteil tuffogener Komponenten in den Metaarkosen nach NW mit Annäherung an die hangende Amphibolitserie der Inseln des zentralen Boknfjords ständig an.

Metatuffe und -tuffite.

Der Übergang von den tuffitischen Metaarkosen in die Metatuffe und -tuffite ist kontinuierlich, so dass es keine scharfe Grenze gibt. Man muss vielmehr die tuffitischen Metaarkosen, Metatuffite und Metatuffe als eine Sedimentserie zusammenfassen. Die Liegendgrenze dieser Serie wird durch den Übergang in die Phyllite, die Grenze gegen das Hangende durch das Einsetzen der massigen basischen Meta-Effusivgesteine bezeichnet. Diese Hangendgrenze ist auf der Strand-Halbinsel nicht mehr vorhanden, sondern vollständig denudiert. Sie ist aber auf den grossen Inseln Rennesøy und Finnøy aufgeschlossen, deren Petrographie in einer späteren Publikation behandelt werden soll.

Dem kontinuierlichen Übergang in zahlreichen Wechsellagerungen entsprechend, ist die Unterscheidung der tuffitischen Metaarkosen von den Metatuffiten selbstverständlich eine willkürliche, eine Frage der Definition. Metasandsteine, die grössere Mengen von klastischen Verwitterungsschutt der präkambrischen Porphygranite neben tuffitischem Material enthalten, werden zu den tuffitischen Metaarkosen gestellt (Tab. 5), solche hingegen, in denen Mikroklin und primär saurer Plagioklas fehlen oder nur akzessorisch vorkommen (< 1 Vol.-%), sind in der Tabelle 6 a und 6 b zusammengefasst.

Bei den Letzteren handelt es sich um sehr verschiedene Gesteine. Grob kann man zwei Gruppen unterscheiden — eine mit der Dominanz

Tabelle 6. *Metatuffe und -tuffite (äquivalent dem 2. Metatuff-Horizont auf Halsnøy—Fogn).*

a) mit vorherrschenden Feldspat-Klinozoisit-Quarz-Komponenten.

Probe	740	696	1008	676	1009	1010b	190	Mittel	
Plagioklas	8,3	17,4	13,1	12,6	12,6	39,9	29,8	19,1	Vol.-%
Albit	26,9	23,6	11,5	11,7	19,7	1,9	6,3	14,5	»
Klinozoisit-									
Epidot	14,3	16,5	20,6	14,3	19,9	13,2	18,6	16,7	»
Quarz	17,1	12,9	16,5	19,4	17,8	41,2	30,3	22,2	»
grünbraune									
Hornblende	10,9	—	—	4,1	1,5	—	—	2,4	»
Biotit	15,5	3,8	33,8	30,8	3,5	2,2	—	12,8	»
Chlorit	4,8	7,6	0,6	0,4	17,7	1,5	9,2	6,0	»
Muskowit	0,3	14,5	0,4	—	2,3	—	3,5	3,0	»
Titanit	0,6	2,1	2,3	3,1	1,4	—	1,3	1,5	»
Calcit	0,1	1,4	0,7	—	2,9	—	0,3	0,8	»
Akzessorien ¹³⁾	1,2 ¹⁴⁾	0,2	0,5	3,6 ¹⁵⁾	0,7	0,1	0,7	1,0	»

¹³⁾ Akzessorien = Apatit, Mikroklin, Erz, Zirkon.

¹⁴⁾ 0,6 Vol.-% Granat.

¹⁵⁾ 1,9 Vol.-% Apatit, 0,7 Vol.-% Mikroklin, 1,0 Vol.-% Erz.

b) mit vorherrschenden Hornblende-Biotit-Chlorit-Komponenten.

Probe	162	1010a	154	152	151	149	150	Mittel	
Plagioklas	5,6	5,5	7,8	—	0,3	0,7	0,8	3,0	Vol.-%
Albit	12,0	16,7	9,9	—	—	—	—	5,5	»
Klinozoisit-									
Epidot	3,5	17,0	10,6	—	0,1	0,1	0,1	4,5	»
Quarz	7,3	4,6	1,7	—	0,2	3,2	0,5	2,5	»
grünbraune									
Hornblende	37,5	35,6	54,9	76,5	83,8	81,7	95,9	66,5	»
Biotit	26,1	13,6	—	—	12,1	10,6	0,7	9,0	»
Chlorit	1,3	4,2	4,9	13,7	1,9	0,6	0,4	3,9	»
Muskowit	—	2,1	7,0	1,6	—	—	—	1,5	»
Titanit	5,7	0,2	0,5	—	—	—	—	0,9	»
Calcit	0,2	—	2,3	6,8	1,5	3,1	1,6	2,2	»
Akzessorien	0,8	0,5	0,4	1,4	0,1	0,1	0,1	0,5	»

von Feldspat-Klinozoisit-Quarz (Tab. 6 a) und die andere mit dem Übergewicht von Hornblende-Biotit-Chlorit (Tab. 6 b). In den Gesteinen der Tabelle 6 a haben vor der Metamorphose basische Plagioklase den grössten Anteil gehabt.

Diese Ca-reichen Plagioklase rekristallisierten während der Metamorphose unter der Bildung von Albit, Klinozoisit und Quarz. Bei gleichzeitiger Umwandlung der magmatischen Fe-Mg-Mineraie (Pyroxene, Amphibole) wurde neben Hornblende, Biotit und Chlorit auch eisenreicherer Epidot gebildet. Durch die metamorphe Rekristallisation des Plagioklases wurde der prämetamorphe Habitus der Kristalle zum grossen Teil zerstört. Doch in allen Proben, besonders in der Probe 1010 b mit 39,9 Vol.-%, sind solche prämetamorphen Plagioklasformen ausgezeichnet erhalten geblieben (vgl. Müller und Wurm 1969 S. 16).

Die andere Gruppe von Metatuffen und -tuffiten der Tab. 6 b zeichnet sich durch ihre ausserordentlich hohen Gehalte an dunklen Gemengteilen aus. Diese Proben entstammen Schichten, die mit feldspatreichen Gesteinen wechsellagern. Die Mächtigkeiten der dunklen Schichten schwanken zwischen einem Dezimeter und mehreren Metern. Sie lassen sich W des Nordvatn, am Vostervatn und S Strand bis zu 100 Meter weit verfolgen. Das wichtigste Mineral in diesen Metatuffiten ist eine grünbraune Hornblende, die nahezu stets voll idiomorph ausgebildet ist. Ihr Anteil an den einzelnen Proben schwankt zwischen 35 und 96 Vol.-%. Man kann also die Proben 149—152 als Hornblendite bezeichnen. Im Gegensatz zu den zentralen Inseln sind keine Pyroxene erhalten geblieben. Hingegen ist eine retrograde Umwandlung der Hornblenditen in Biotit, Chlorit, Muskowit unter gleichzeitiger Bildung von Titanit, Calcit und Quarz in allen Proben gegeben (siehe S. 36).

Kaledonische Intrusivgesteine.

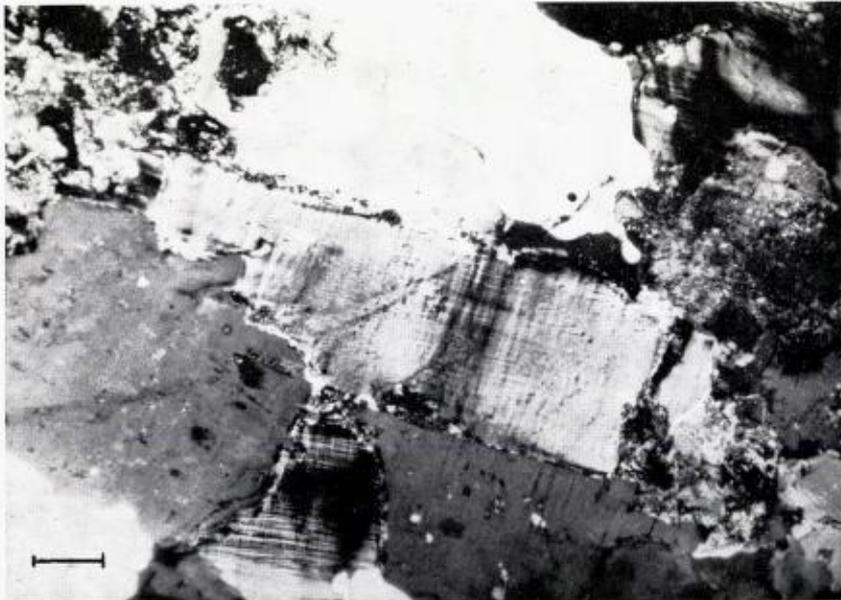
Meta-Mikroklin-Granit des Lagerganges vom Ormakam-Moldhesten.

Die Gipfel des Moldhesten (523 m) und des Ormakam (555 m) E Fiská werden auf 1,2 km² Fläche von einer Platte schwach metamorpher Mikroklingranite eingenommen. Die Lagerungsverhältnisse sind mit einem Einfallen des Lagergangs nach NW denen des Lagergangs auf Halsnøy—Bokn (Müller und Wurm 1969 S. 17) sehr ähnlich (Profil III, Tafel 3). Das Intrusionsniveau ist stratigraphisch etwa gleich. Das Dach

ist völlig abgetragen, so dass über die primäre Mächtigkeit des Lagerganges nichts ausgesagt werden kann. Die heutige grösste Mächtigkeit liegt zwischen 100 und 110 Metern.

Im Gefüge und Mineralbestand gleicht der Mikroklinggranit des Ormakam sehr stark dem Granit auf Halsnøy—Bokn. Das richtungslos körnige Gefüge eines Tiefengesteins (Figur 5) und die Kriterien der magmatischen Kristallisationsabfolge sind durch die schwache Metamorphose kaum beeinträchtigt worden. Lediglich die Probe 672 in Tabelle 7 vom Kontakt 200 m SW Ormakam-Gipfel zeigt eine stärkere tektonische Beanspruchung mit kataklastischen Gefügemerkmalen.

Die Plagioklase aller untersuchten Granitproben sind metamorph in Albit und Klinzoisit entmischt. Der Anorthitgehalt der primären magmatischen Oligoklase ist offensichtlich nicht hoch gewesen, denn die Klinzoisit-Gehalte liegen im Mittel bei 3 Vol.-%. Entsprechend dem deutlich niedrigeren Plagioklasgehalt des Ormakam-Granites (Plagioklas + Klinzoisit = 32 Vol.-%) gegenüber dem Halsnøy—Bokn-Granit (Plag. + Klin. = 37 Vol.-%) ist die Klinzoisit-Komponente im Ormakam-Granit nur halb so gross.



Figur 5. Mikroklinggranit des Lagerganges Ormakam-Gipfel, Probe 671, + Pol, Grünfilter.

Die Mikroklin-Gehalte in den Proben vom Ormakam—Moldhesten sind mit einem Mittelwert von 30,1 Vol.-% beachtlich höher als im Halsnøy—Bokn-Granit (22 Vol.-%).

Auch bezüglich der dunklen Gemengteile mit primärer brauner Hornblende und metamorpher grüner Hornblende, skelettartigen Granaten, Orthit usw. gleichen sich die Granite von Halsnøy—Bokn und Ormakam—Moldhesten sehr stark.

Tabelle 7. *Meta-Mikroklin-Granite (äquivalent den kaledonischen Mikroklin-Graniten auf Halsnøy—Bokn).*

Probe	671	200	672	204 a	Mittel	
Mikroklinperthit	33,4	32,2	28,2	26,7	30,1	Vol.-%
Albit-Oligoklas	26,4	32,5	26,8	31,6	29,3	»
Klinozoisit-Epidot . . .	4,3	2,5	2,2	3,1	3,0	»
Serizit-Muskowit	0,5	0,4	0,1	0,3	0,3	»
Quarz	25,3	20,0	28,7	30,9	26,2	»
braune Hornblende . . .	2,2	3,4	1,3	0,1	1,8	»
grüne Hornblende	2,6	2,8	1,4	0,8	1,9	»
Biotit	4,4	4,8	9,7	5,3	6,1	»
Chlorit	0,1	0,2	0,1	—	0,1	»
Granat	<0,1	0,2	0,2	—	0,1	»
Apatit	0,1	0,2	0,2	0,3	0,2	»
Calcit	—	—	—	0,3	0,1	»
Titanit	<0,1	0,1	0,4	0,3	0,2	»
Magnetit-Ilmenit	0,6	0,7	0,7	0,3	0,6	»

Feldspat-Quarz-Pegmatite von Heng.

Auf der Halbinsel Strand, also in der Nachbarschaft des Mikroklingranites, fehlen Pegmatite in den kambro-silurischen Serien gänzlich. Sie finden sich aber SE-NW-streichend von Heng im SE, über Horge, SE-Rennesøy bis zum NW-Ende von Rennesøy in den stratigraphisch höheren Gesteinsserien des Kambro-Silurs. In dem hier untersuchten Gebiet der Insel Heng handelt es sich um mehrere im Streichen (SE—NW) verlaufende Gänge oder Linsen von 2—3 Meter Mächtigkeit und 30—60 Meter Länge und um einen 20—30 Meter mächtigen steil einfallenden Gang, der die nordwestliche Haupterhebung der Insel bildet, und sich über 200 Meter verfolgen lässt. Das Nebengestein dieser Pegmatite sind Tuffe und Tuffite (Probe 740, Tab. 6 a). Bei diesem mächtigen Pegmatit handelt es sich wohl um den von Goldschmidt (1921 S. 21/22)



*Figur. 6. Kontakt des massigen Lagerganggesteins gegen deutlich geschichtete Metaarkosen im Liegenden.
NW-Flanke des Moldhesten, E Fiskå.*

für die Insel Heng beschriebenen plattenförmigen porphyritischen Trondhjemit. Es muss aber mit aller Deutlichkeit gesagt werden, dass hier kein Lagergang vorliegt.

Der Korngrößenbereich der Pegmatitminerale liegt zwischen 0,1 und 20 mm, die mittlere Korngröße bei 5 mm ϕ . Der Pegmatit besteht zur Hälfte aus schwach saussuritisiertem und serizitisiertem Albit, ferner Quarz und Mikroklinperthit. Daneben kommen noch 2—3 Vol.-% Muskowit vor.

Der Pegmatit entspricht etwa den Lagerganggesteinen auf dem Ormakam und auf Halsnøy—Bokn, wenn man deren dunkle Gemengteile subtrahiert. Es besteht wohl kein Zweifel, dass die Pegmatite vom Magma der Lagerganggesteine abzuleiten sind.

Kontaktmetamorph überprägte Metaarkosen und Metatuffite.

Im Bereich von nur wenigen Metern Breite lassen sich entlang den Kontakten des Granites gegen die unterlagernden Metatuffite am Ormakam—Moldhesten kontaktmetamorphe Veränderungen beobachten.



*Figur 7. Kontaktfuge zwischen dem richtungslos körnigen Granit des Lagergangs und der kontaktmetamorph rekristallisierten Metaarkose, welche noch deutliche Relikte der Schichtung erkennen lässt.
NW-Flanke des Moldhesten.*

An der NW-Flanke des Moldhesten wurde der Kontakt gegen eine Metaarkose (Probe 198, Tab. 4) untersucht (Figur 6 und 7). Im Abstand von nur 1,6 Meter vom Granit der Probe 200, Tab. 7, war makroskopisch und mikroskopisch keine kontaktmetamorphe Veränderung in der Metaarkose zu beobachten. Im Abstand von 1,4 Meter Entfernung macht sich ein schwache Feldspatsprossung bemerkbar. Bis zum Kontakt folgt eine

Zone zunehmender Sprossung von Mikroklinblasten, in welcher die scharfe sedimentäre Schichtung der Metaarkose stark oder gänzlich zerstört ist. Ein solches Gestein stellt die Probe 199, Tabelle 8 a, dar.

Der Kontaktbereich ist hier relativ scharf begrenzt, sowohl zum Granit wie auch zur Metaarkose hin, und hat nicht viel mehr als einen Meter Mächtigkeit. Ähnlich sind die Verhältnisse an der NE-Grenze des Granits. Hier beträgt die sichtbare Mächtigkeit des kontaktmetamorphen Bereiches in den Metaarkosen einige Meter.

Tabelle 8a. *Kontaktmetamorph überprägte Metaarkosen und Metatuffite.*

Probe	185	199	755	753	201	
Mikroklin	20,5	28,4	15,3	1,5	1,8	Vol.-%
Plagioklas		2,1			32,0	«
	25,5		24,7	49,0		
Albit		32,4			7,9	»
Klinozoisit-Epidot	1,5	0,8	4,0	2,9	11,7	»
Serizit	0,3	—	0,5	0,2	1,1	»
Quarz	30,9	26,7	32,5	12,5	11,6	»
grünbraune Hornblende ..	5,1	—	—	8,1	19,9	»
grüne Hornblende	3,9	—	0,2	3,3	—	»
Biotit	8,4	5,6	19,2	16,9	1,7	»
Muskowit	—	2,8	—	—	—	»
Chlorit-Serpentin	0,1	<0,1	—	—	7,8	»
Granat	1,8	—	1,2	0,2	—	»
Apatit	0,7	—	0,7	1,6	0,4	»
Calcit	—	—	—	—	0,4	»
Titanit	—	0,5	0,9	0,1	3,2	»
Magnetit-Ilmenit	1,3	0,1	0,8	3,7	0,5	»

Solche kontaktmetamorphen Metaarkosen enthalten reliktsch im Dünnschliff sedimentäre Gefüge. Vor allem Quarzlagen mit feinkörnigen in «ss»-geregelten grünen Hornblenden (primäre Schichtsilikate) haben die Kontaktmetamorphose überstanden. Die Feldspatlagen hingegen sind stark verändert worden. Nur wenige der klastischen Mikroklinkörner mit ihren typischen Formen oder deren Bruchstücke sind erhalten geblieben. Anstattdessen beobachtet man die Sprossung von ovalen Mikroklinblasten in Grössen von 0,5 bis 15 mm ø. Auch der Plagioklasbestand erfuhr eine weitgehende Umkristallisation, so dass nur noch ausnahmsweise (Probe 199, Tab. 8 a) prämetamorphe Plagioklasformen erhalten geblieben sind.

Ein quarzarmes tuffitisches Gestein wurde aus dem Kontakt 600 Meter SW des Moldhesten-Gipfids untersucht. An dieser Probe (Nr. 201, Tab. 8 a) ist keine Mikroklinblastenbildung zu bemerken, wohl aber eine durchgreifende Rekrystallisation der Plagioklase und des Quarzes. Diese erfolgte offenbar unter der Einwirkung von pneumatolytischen Dämpfen, denn der gesamte Feldspat—Quarz-Bestand der Probe ist durch Gas-Flüssigkeitseinschlüsse und feine Sekundärminerale stark getrübt. Derartige deuterische Mineralbildungen finden sich sonst nirgendwo in den regionalmetamorph überprägten klastischen Sedimenten des Untersuchungsraumes. Ein grosser Teil der grünbraunen Hornblende wurde in Biotit und Chlorit umgewandelt. In den Quarzkristallisaten kam es zur Ausbildung geldrollenförmig angeordneter Aggregate idiomorpher Chloritkristalle, welche sich mit ihren Basisflächen (001) aneinander gelagert haben (Figur 8).



Figur 8. Autigene Chlorit—Quarz-Bildungen in kontaktmetamorph überprägten Metatuffiten. Chlorit bildet wurmförmige Aggregate durch Anlagerung von (001).

600 m SW Moldhesten-Gipfel, Probe 201, + Pol, Grünfilter.

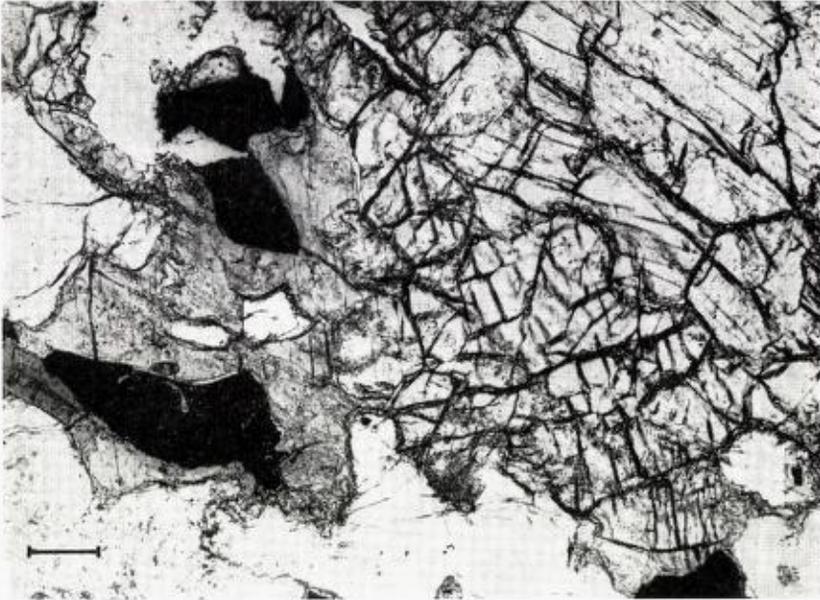
Die Proben 755 vom Almåsknuten und 753 vom Lauvåsen (5 bzw. 3 km E vom Ormakam entfernt) deuten mit ihren Gefügen ebenfalls auf eine kontaktmetamorphe Beeinflussung des Mineralbestandes hin. Doch ist diese Feststellung nur vergleichend spekulativ, da das Liegende dieser Gesteine aus Phylliten und Metasandsteinen besteht, während die eventuell früher hangenden Lagerganggesteine abgetragen sind. Jedoch entsprechen die Metaarkosen und Tuffite am Lauvåsen und Almåsknuten stratigraphisch etwa dem Intrusionsniveau am Ormakam und auf Halsnøy—Bokn.

Sowohl auf der Süd- wie auch auf der Nordostseite des Ormakam ist der Mikroklin-Granit unmittelbar am Kontakt gegen die unterlagernden Metasedimente von langgestreckten Bändern und Linsen dunkler und relativ schwerer Gesteine durchsetzt. Einzelne dunkle Schlieren bestehen aus Magnetit-Ilmenit. Ihr Material bleibt sofort am Handmagneten hängen. Die Hauptmasse der dunklen Gemengteile besteht jedoch aus Klinopyroxen. Die 0,5—3 mm grossen Kristalle sind idiomorph bis hypidiomorph ausgebildet. Sie zeigen im Dünnschliff einen deutlichen Pleochroismus von rosabraun quer zur Längserstreckung und von grau-grün in Richtung der c-Achse. Die Lichtbrechung wurde im Streupräparat bei Na-D-Licht gemessen. Sie schwankt für 50 gemessene Körner für n_x von 1,699 bis 1,703 und für n_y von 1,713 bis 1,717. Dieser Klinopyroxen ist als Pigeonit mit einem CaO-Gehalt von 12—15 Mol.-% anzusprechen. Häufig sind in den Pyroxenen violettbraune Entmischungslamellen von Ilmenit zu beobachten. Dagegen finden sich keine mikroskopisch erkennbaren Lamellen eines Orthopyroxens.

Das nächstbedeutende Kristallinat ist Plagioklas. Die Lichtbrechung zeigt bei 50 gemessenen Körnern recht konstante Werte für $n_x = 1,562$ —1,563 und für $n_y = 1,569$ —1,571. Es handelt sich daher um Labradorit mit einer An-Komponente von 66—68 Mol.-%.

Weitere Kristallinate sind unregelmässige Körner oder Aggregate von Magnetit-Ilmenit, die von grünbrauer Hornblende umsäumt sind (Figur 9). Die Hornblendebildung ist offenbar sekundär erfolgt, denn die Amphibole greifen in die Pyroxene hinein. In vielen Fällen sind die Magnetitkristalle durch einen Kranz von Hornblende völlig von den Pyroxenen getrennt.

Das Gefüge dieser dunklen Gesteine am Liegendkontakt ist richtungsloskörnig und verleiht ihnen annähernd das Erscheinungsbild eines Gabbros, doch handelt es sich um kontaktmetamorph völlig rekristallisierte basaltische Tuffe. Die Probe 202 in der Tabelle 8 b repräsentiert einen



Figur 9. Hornblendebildung um Magnetitkörner, daneben Pigeonit und Labradorit. Basischer Kontaktmetamorphit, 280 m S Ormakam-Gipfel, Probe 202, + Pol, Grünfilter.

nachfolgend geringfügig durch die Regionalmetamorphose veränderten basischen Kontaktmetamorphit. Hingegen ist die Umwandlung des kontaktmetamorphen Mineralbestandes der Probe 203 beachtlich. Neben Hornblende sind hier besonders die Schichtsilikate Biotit, Chlorit und Muskowit gebildet worden. Biotit verdrängte die Pigeonitsubstanz hauptsächlich von einzelnen Spaltrissen her und liegt bevorzugt in Tafeln und Leisten auf den Spaltflächen. Die Zersetzung des Pyroxens unter Bildung von Muskowit erfolgte hingegen intensiver. So kann man viele überwiegend oder gänzlich durch Muskowit ersetzte Pseudomorphosen nach Pyroxen beobachten. Bei diesen Reaktionen wurde vereinzelt auch etwas Quarz frei.

In den Labradoriten, besonders an den Korngrenzen zu Pyroxenen, bildeten sich Aggregate von mikrokristallinen Sekundärmineralen, in welchen Klinozoisit, Calcit, Glimmer und Amphibol erkannt werden konnten. Addiert man das Volumen der Aggregate in Tab. 8 b, Probe 203, zum Volumen des Plagioklases hinzu, so erhält man ungefähr den gleichen primären Labradorit-Gehalt wie in der Probe 202.

Tabelle 8 b. *Gesteine melagabbroider Zusammensetzung.*

Probe	202	203	
Labradorit	22,1	17,1	Vol.-%
Klinozoisit	0,7	0,9	»
Aggregate ¹⁶⁾	—	7,3	»
Quarz	—	0,1	»
Pigeonit	48,2	16,4	»
grünbraune Hornblende	9,7	19,3	»
grüne Hornblende	0,1	—	»
Biotit	—	6,2	»
Muskowit	—	12,8	»
Chlorit-Serpentin	0,8	9,6	»
Apatit	0,1	0,1	»
Calcit	—	0,4	»
Magnetit-Ilmenit	18,3	9,8	»

¹⁶⁾ mikrokristalline Sekundärminerale in Plagioklasen und auf Korngrenzen zu Pyroxen bestehend aus: Klinozoisit, Calcit, Glimmern und Amphibolen.

Ablagerungsbedingungen und Genese der kambro-silurischen Sedimente

Die Halbinsel Strand unterscheidet sich von den im kaledonischen Streichen angrenzenden Gebieten im NE (Randøy—Fister—Ombo) und von der Halbinsel Stavanger samt den ihr vorgelagerten Inseln im SW durch das Fehlen der unteren Glieder der kambro-silurischen Serie. Im NE werden die kambro-silurischen Sedimente durch lokal begrenzte Konglomerate (Ritland) und Basissandsteine (Ingvaldstad, Randøy) eingeleitet. Die eigentliche Sedimentation beginnt mit der Ablagerung von feinklastischen Sedimenten, den prämetamorphen Tonen und Feinsanden, die heute als Alaunschiefer, Phyllite, Quarz-Phyllite und feinkörnige Quarzite (Müller und Wurm 1969 S. 6 ff.) die subkambrische Penepain zwischen dem Ardal- und Jelsafjord bedecken. Diese Ablagerung vorwiegend feinklastischer Sedimente wurde durch die Schüttung gröberer Materials abgelöst. Mit vielen Wechsellagerungen von fein- und gröberklastischem Material geht dieser Metasandsteinhorizont im NE von Ryfylke in den oberen Phyllithorizont über.

Dieser zweite Phyllithorizont lagert hier im Gebiete der Halbinsel Strand direkt der subkambrischen Penepain auf. Während sich im NE und SW Sedimentationsbecken für die Aufnahme der Tone und Sande der unteren Serie ausbildeten, blieb das Gebiet der Halbinsel Strand

eine Schwellenregion. Erst mit einer weiteren kräftigen Absenkung des Geosynklinaltrogos wurde auch dieser Raum transgrediert. Es kam von Stavanger im SW bis nach Ombo im NE zu einer einheitlichen Ablagerung feinklastischen Materials, welches heute mit den Phylliten, Quarzphylliten und feinkörnigen Quarziten des oberen Phyllithorizontes präsent ist.

Die Ablagerung des feinklastischen Materials ging nicht plötzlich zu Ende, sondern wurde sukzessiv durch gröbere Feldspat-Quarz-Sande abgelöst. Dieser Übergangshorizont konnte auf der grossen Landmasse der Halbinsel gründlicher untersucht werden.

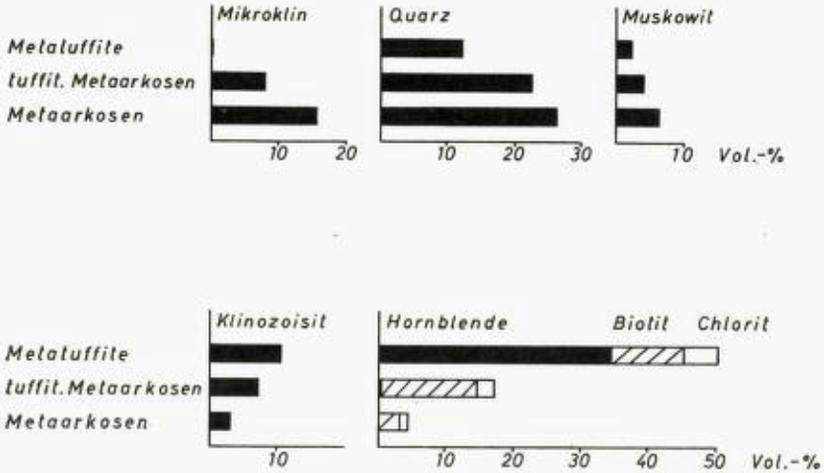
Im Mittel beträgt der Anteil der phyllitischen Komponenten Serizit + Chlorit + Biotit 26,0 Vol.-%. Zu diesem Wert muss man noch etwa 9 % Quarz + Albit entsprechend deren Anteilen in den Phylliten hinzurechnen, so dass sich für die phyllitführenden Metasandsteine des Übergangsbereiches ein Anteil von 35 Vol.-% primär feinklastischer Komponenten ergibt. Die Korngrösse der prämetamorphen Tonminerale lag sicherlich generell unter 60 μm \varnothing . Die reliktschen Schwermineral-körner in den Phylliten weisen auf Korngrössen $< 40 \mu\text{m}$ \varnothing hin (Randøy—Fogn $< 50 \mu\text{m}$ \varnothing , Müller und Wurm 1969 S. 22).

Die Metaarkosen der Halbinsel Strand unterscheiden sich qualitativ hinsichtlich ihres Mineralbestandes nicht von den Metaarkosen des nordöstlich angrenzenden Raumes. Auch sie sind ausschliesslich aus dem Verwitterungsschutt der riesigen präkambrischen Porphyrganitmassen aufgebaut. Die prämetamorphen Korngrössen liegen hauptsächlich im Korngrössenbereich von 0,2 bis 2,0 mm \varnothing , seltener $> 2 \text{ mm}$ \varnothing (vgl. auch Müller und Wurm 1969 S. 22).

In quantitativer Hinsicht ist bemerkenswert, dass in den Metaarkosen auf Strand im Mittel doppelt so viel klastischer Mikroklin enthalten ist (15,6 Vol.-%) wie auf Randøy—Fogn (8,5 Vol.-%, ebenda S 13, Tab. 6). Dementsprechend ist der Plagioklasgehalt im Mittel auf Strand niedriger als auf Randøy—Fogn.

Da in den Metaarkosen noch immer 10—60 % der Körner nach der metamorphen Rekristallisation präsedimentäre magmatische Kornformen oder Relikte davon aufweisen, kann der Transportweg des Sedimentmaterials vom Orte der Verwitterung granitischer Gesteine bis zum Ablagerungsbecken nicht weit gewesen sein.

Das Gleiche gilt für die tuffogenen Komponenten der höheren Metaarkose-Horizonte und für die Feldspattuffite. Auch hier sind vereinzelt noch bis zu 40 Vol.-% präsedimentäre Formen enthalten.



Figur 10. Quantitative Änderungen des Mineralbestandes vom Liegenden zum Hangenden der Serie.

Die vulkanischen Lockermassen sind sicherlich umgelagert worden. Dabei scheint es zu einer mehr oder weniger ausgeprägten Trennung der schweren dunklen von den leichteren hellen Mineralen gekommen zu sein (Tab. 6 a und 6 b). Dass es sich oft nicht um reine Tuffe handelt, zeigt die Beimengung einzelner Granitgerölle und vereinzelter klastischer Mikroclin-, Albit- und Quarzkörner. Der ursprünglichen Zusammensetzung der basischen Tuffe kommt man wahrscheinlich näher, wenn man die Proben der Tabellen 6 a und 6 b zusammenfasst.

Die Veränderungen in der Zufuhr des Sedimentmaterials von den Metaarkosen im Liegenden über deren tuffitische Typen hin zu Tuffen in den höchsten Schichten der Serie auf der Strand-Halbinsel zeigt die Figur 10. Im oberen Teil der Figur sind die Diagramme des Verwitterungsschutts der präkambrischen Mikroklinggranite dargestellt. Mikroclin, Quarz und Muskowit nehmen sehr eindeutig mit Zunahme des tuffogenen Materials (dunkle Gemengteile Figur 10 unten) ab. Das Gleiche gilt für Albit, dessen Mittelwert in den Metaarkosen 42,1, in den tuffitischen Metaarkosen 35,1 und in den Tuffiten und Tuffen nur noch 21,0 Vol.-% beträgt. Wie man dem unteren Teil der Figur 10 entnehmen kann, steigt der metamorph gebildete Klinozoisit und Epidot mit zunehmenden Tuffgehalten stark an. Eine Näherungsrechnung für

den metamorphen Albit über die Klinozoisit-Gehalte ist möglich, wurde aber im Rahmen dieser Ausführungen zu weit führen.

Die auf der Halbinsel Strand vorhandene höhere Serie der Phyllit-
abteilung ergänzt das bereits auf Randøy—Fogn gewonnene Bild von
den Sedimentationsbedingungen während des Kambro-Silurs. Auch hier
wird eine unruhige Sedimentationsperiode, die sich durch zahlreiche
Wechsellagerungen von fein- mit grobklastischen Sedimenten bemerkbar
macht, durch die zunehmende Schüttung vulkanischer Lockermassen
abgelöst. Diese Beobachtung ist auf der relativ grossen Landmasse des
Untersuchungsraumes besser zu belegen als auf der Inselgruppe Randøy
—Fogn.

Metamorphe Rekristallisation und Mineralneubildung

Die Untersuchung der metamorphen kambro-silurischen Sedimente der
Halbinsel Strand bestätigt die bereits bei der Bearbeitung der Gesteine
der Inselgruppe Randøy—Fogn gewonnenen Ergebnisse (Müller und
Wurm 1969 S. 23 ff.). Deshalb soll hier nur eine kurze zusammenfassende
Darstellung gegeben werden und mehr auf die Besonderheiten einzelner
Metamorphite eingegangen werden.

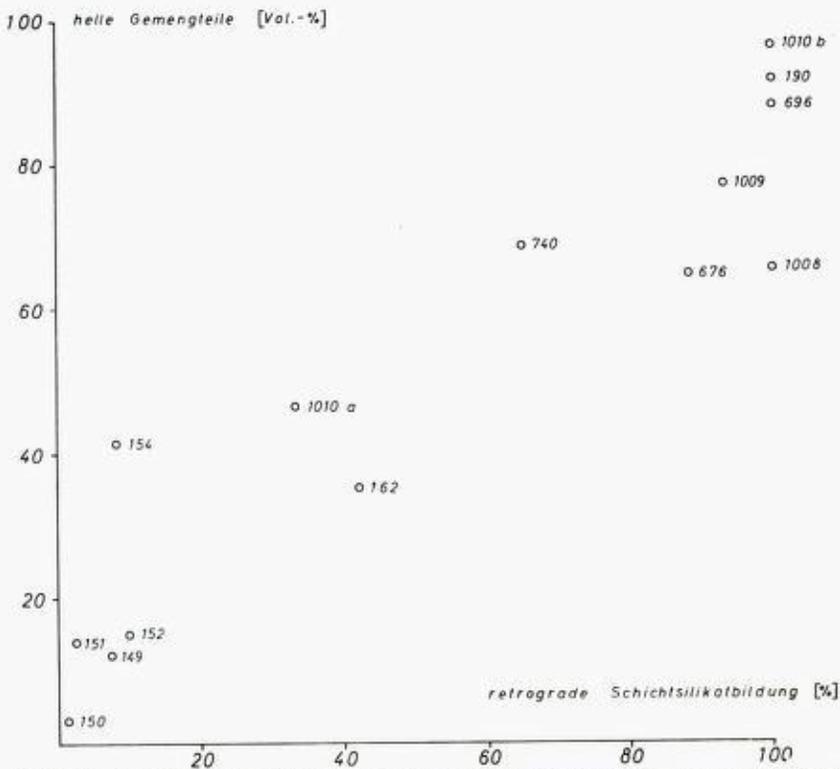
Aus den petrographischen Untersuchungen ergibt sich eine Zweitei-
lung des Mineralbestandes der Metaarkosen in den prämetamorphen
Altbestand und die metamorphen Neubildungen. Die prämetamorphen
Gefüge Schichtung, Wechsellagerungen, graded bedding usw. blieben
weitgehend erhalten. Der prämetamorphe Altbestand wird überwiegend
durch klastische Mikroklinkörner und saure Plagioklase repräsentiert,
seltener sind Granitgerölle. Die Metamorphose wirkte fast nur als Sam-
melkristallisation. Eine stärkere Saussuritisierung erfuhren nur die
Einschlüsse frühmagmatischen Plagioklases in den Mikroklinen. Allge-
mein ist eine schwache Mobilisation sauren Plagioklases in Form von
Albit zu beobachten, der einen Teil der prämetamorphen idiomorphen
Feldspatkörner von den Korngrenzen her zersetzt.

Sehr viel stärker ist hingegen die Zerstörung prämetamorpher For-
men in den Plagioklasen basischer Tuffe fortgeschritten, da diese einen
grösseren Anteil Anorthit-Komponente in den Klinozoisit abstiessen
und als Albit rekristallisierten.

Die Tonminerale in den feinklastischen Sedimenten gingen durch die
Metamorphose in Glimmer- und Chloritminerale über. Calcit rekristalli-

Tabelle 9. *Retrograde Bildung von Schichtsilikaten auf Kosten von Amphibolen.*

Probe	1010 b	190	696	1008	1009	676	740	162	1010 a	152	151	149	154	150
Biotit	2,2	0,0	3,8	33,8	3,5	30,8	15,1	26,1	13,6	0,0	12,1	10,6	0,0	0,7
Chlorit	1,5	9,2	7,6	0,8	17,7	0,4	4,8	1,3	4,2	13,7	1,9	0,6	4,9	0,4
Bi + Cl	3,7	9,2	11,4	34,6	21,2	31,2	20,3	27,4	17,8	13,7	14,0	11,2	4,9	1,1
Hornblende	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	4,1	10,9	37,5	35,6	76,5	83,8	81,7	54,9	95,9
Bi + Cl + Hb ..	3,7	9,2	11,4	34,6	22,7	35,3	31,2	64,9	53,4	90,2	97,8	92,9	59,8	97,0
Restminerale ...	96,3	91,8	88,6	65,4	77,3	64,7	68,8	35,1	46,6	9,8	2,2	7,1	41,2	3,0



Figur 11. Retrograde Schichtsilikatbildung in Abhängigkeit der Gesamtanteile der dunklen Gemengteile an den Proben.

sierte z. T. in idiomorphen Formen, blieb aber in allen Horizonten der Serie erhalten.

Bemerkenswert ist jedoch das Verhalten der dunklen Gemengteile in den basischen Pyroklastika. Die Biotite und Chlorite sind eindeutig retrograd auf Kosten der grünbraunen Hornblende gebildet worden. Es konnten bisher nicht die geringsten Hinweise auf prämetamorphe Pyroxene oder Olivine aufgefunden werden, obwohl in Metadoleriten (Vestre Åmøy) noch Augite erhalten geblieben sind. Vergleicht man die Volumina des retrograd gebildeten Biotits und Chlorits mit den primär vorhandenen Hornblende-Volumina (Tabelle 9) unter der sehr wahrscheinlichen Voraussetzung, dass primär keine Schichtsilikate vorhanden waren, so ergeben sich durchaus sehr unterschiedliche Werte für den Grad der retrograden Umwandlung von Amphibol in Schichtsilikate. In

einigen Proben war die Umwandlung vollständig (Proben 1010 b, 190, 696 und 1008, Tab. 9 unterste Zeile), in anderen Proben (149, 154 und 150) hingegen sehr gering. Trägt man nun die Werte der Einfachheit halber in Prozent für den Grad dieser retrograden Amphibol-Zerstörung gegen den Anteil der übrigen Minerale, also der hellen Bestandteile Feldspat, Quarz, Hellglimmer usw., in ein Diagramm ein (Figur 11), so ergibt sich eine deutliche Abhängigkeit der Intensität der Amphibolumwandlung zur primären Konzentration des Amphibols im Gestein. Je kleiner die Amphibol-Gehalte waren, umso vollkommener verlief ihre retrograde Zerstörung. Das extreme Gegenteil bietet die Probe 150, welche zu 97,0 Vol.-% aus Hornblende bestand und nur zu 1,13 % in Schichtsilikate übergang. Abgesehen davon, dass ein Vielkomponentensystem vielleicht bessere katalytische Bedingungen für metamorphe Umformungen bietet, scheint sich nur eine einzige plausible Erklärung anzubieten. Es hat sehr wahrscheinlich in den Hornblenditen und hornblendereichen Tuffiten während der Metamorphose nicht genügend Wasser zur Verfügung gestanden, um die gesamte Hornblende in Schichtsilikate umzuwandeln. In allen anderen Metasedimenten hat sich nämlich der Mineralbestand der Grünschieferfazies voll eingestellt.

Petrotektonik

Tektonische Verhältnisse im Präkambrium.

Das präkambrische Grundgebirge stellt die autochthone Basis der kambro-silurischen Serien dar. Es war deshalb während der kaledonischen Orogenese wie diese den Temperatur- und Druckbedingungen der unteren bis mittleren Grünschieferfazies ausgesetzt (siehe oben). Die Stressbeanspruchung, welche in den kambro-silurischen klastischen Sedimenten eine intensive Faltung erzeugte, wurde in den obersten Partien der präkambrischen Gesteine bis ins Korngefüge hinein wirksam. Die präkambrischen Porphygranite und Gneise reagierten im allgemeinen als starre Körper und wurden in ihren obersten Teilen stark zertrümmert. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Verwitterung an der Oberfläche der subkambrischen Peneplain der starken Kataklase vorgearbeitet haben kann. Bei Barka und S Hjelmeland enthält der Porphygranit Schlieren eines grauen feinkörnigen, stark mylonitischen Gesteins. Dies deutet auf lokal sehr intensive Bewegungen an der Oberfläche der subkambrischen Peneplain hin. Im Bereich zwischen Holta und Lauvåsen

ist noch 50—100 m unter der Peneplain eine grobe aber regelmässige Bankung ausgebildet. Gelegentlich finden sich im Granit s-Flächen mit Lineationen, die der älteren Deformationsphase angehören.

In den tieferen Teilen des Grundgebirges haben die horizontalen Schubspannungen schwach geneigte Bewegungszonen hervorgerufen. Solche Scherfugen wurden unter anderen am N-Ufer des Årdalsfjords und in grösserer Verbreitung E Jørpeland beobachtet. Sie werden von feinkörnigen Myloniten begleitet, die unter dem Mikroskop einen hohen Anteil isotroper Substanz zeigen.

Das starke Relief der subkambrischen Peneplain im Untersuchungsraum ist in der geologisch-petrographischen Karte (Tafel 1) deutlich zu erkennen. S Sørskår ist die Oberfläche des Präkambriums steil nach NW geneigt (Profil III, Tafel 3), im Gebiet zwischen Bjørheimsbygd und Jørpeland fällt sie nach WSW ein. Die Lagerung der kaledonischen Gesteine am Lauvåsen und Almåsknuten deutet auf eine nur geringe Neigung der Peneplain gegen NW hin.

Besonders massive Gesteinskomplexe, wie z. B. der Porphyrgranit in der Umgebung des Tyssdalsvatn, haben der vorkambrischen Einebnung widerstanden und wurden deshalb von der Verwitterung herauspräpariert. Der Reinaknuten ist 787 m hoch und wird von massivem Porphyrgranit aufgebaut. 6 km ENE des Berges liegt auf dem Tjømadalshei ein isoliertes bisher in noch keiner geologischen Karte verzeichnetes Phyllitvorkommen bei 600 m. Der Reinaknuten stellt somit eine nach mindestens drei Seiten abfallende Erhebung in der Peneplain dar. Auch im übrigen bearbeiteten Raum zeigt die Peneplain wiederholt lokale Erhebungen von 20—50 Metern Höhe.

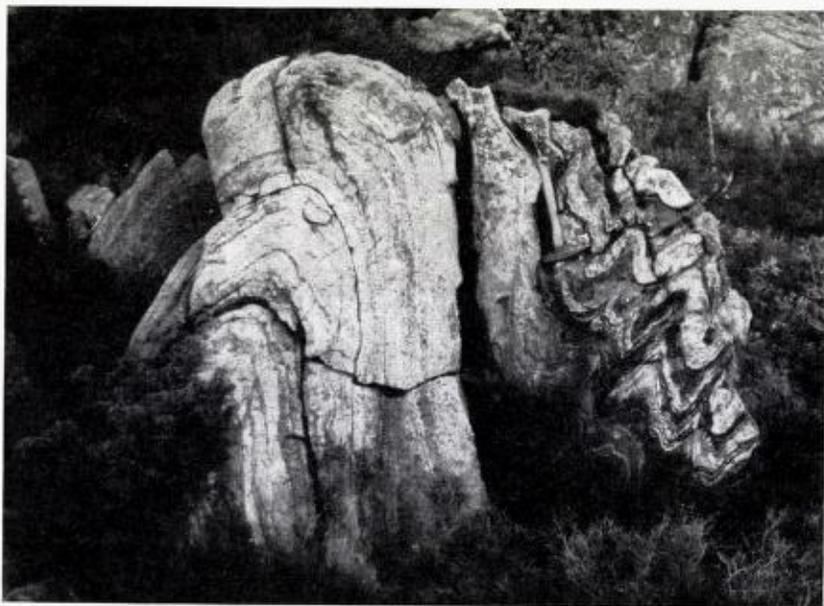
Der auffällige Wechsel im Streichen der Grenze Präkambrium-Kambro-Silur ist die Folge einer weiträumigen Verbiegung der subkambrischen Peneplain um die Hauptachsenrichtungen der kaledonischen Orogenese. Zwischen Barka (W. Jørpeland) und dem NE-Fuss des Låghei verläuft das Streichen der Rumpffläche parallel der jüngeren Achsenrichtung. Vom NE-Fuss des Låghei bis zur Küste bei Sørskår streicht die subkambrische Peneplain dagegen parallel zur älteren Achsenrichtung, welche auch im Kamm des Låghei vorherrscht. Fläche kleinräumige Aufwölbungen um ältere Achsen zeigt die Oberfläche des Präkambriums ferner im E des Almåsknuten. Das Abbiegen der kambrosilurischen Metasedimente und des Ormakam-Lagergangs SE Geitaskjær sowie die Zone steiler Achsen bei Fiskå (siehe S. 43) machen es sehr wahrscheinlich, dass die Abbiegung der Peneplain S Sørskår sich bis

in die Gegend von Fiská fortsetzt. Die Profile II und III (Tafel 3) verdeutlichen diese Vorstellung.

Zusammenfassend lässt sich feststellen: Die heutige Gestalt der subkambrischen Peneplain ist zum einen das Ergebnis vorkambrischer selektiver Verwitterung, zum anderen das Resultat der kaledonischen Orogenese.

Tektonische Verhältnisse in den kambro-silurischen Serien.

Kennzeichnend für die kambro-silurischen Gesteine auf der Strand-Halbinsel ist der Wechsel zwischen feingeschichteten, leicht faltbaren Phylliten und meist gröber gebankten Metasandsteinen und Metatuffen bis -tuffiten. Dementsprechend hat die tektonische Beanspruchung zu sehr unterschiedlichen Reaktionen geführt. Das Gesetz der Stauchfaltengröße bestimmt Intensität und Dimension der Faltung (Fig. 12).



Figur 12. Disharmonische Faltung in gut geschichteten Metaarkosen bei Nordland, SE Strand. Deformation um jüngere Achsen nach dem Gesetz der Stauchfaltengröße.

Mehrfach wurden Abweichungen der Achsenrichtungen eines Phyllit-horizontes von denen eines benachbarten Sandsteinpaketes beobachtet. Besonders auffällig ist diese Diskrepanz im Streichen der jüngeren Achsen zwischen dem Phyllit-Homogenbereich N-Holta (s. tektonische Übersichtskarte Tafel 2) und den Metaarkosen im Höhenzug Lekvamsåsen—Fiskå. Die jüngeren Faltenachsen streichen im Phyllit ENE-WSW, in den Metaarkosen dagegen N-S bis SSE-NNW. Östlich des Lekvamsåsen schwenken die jüngeren Faltenachsen der Metaarkosen in die SW-NE-Richtung ein, doch N und NW des Krofjell kam die jüngere Prägung nur in den Phylliten zur Wirkung. Ihre Achsen und s-Flächen gleichen sich erst in unmittelbarer Nachbarschaft der Metaarkosen deren Streichen an. Die Ursache für dieses Verhalten der Phyllite liegt vermutlich in ihrer leichten Faltbarkeit begründet. War die jüngere Deformation schwach, so hat sie sich nur in den Phylliten ausgewirkt. Die steiferen grobklastischen Metasedimente blieben unverändert.

Die tektonische Übersichtskarte (Tafel 2) zeigt das Vorherrschen der jüngeren Prägung und ihre bevorzugten Richtungen. Auffallend ist das Zurücktreten der jüngeren Achsenrichtung im Gebiet des Lauvåsen und Almåsknuten. Offensichtlich hatte die jüngere Deformation auf dem flachen Teil der subkambrischen Peneplain nur geringen Einfluss. Auf der Insel Heng nimmt die Intensität der jungen Prägung nach oben hin sehr rasch ab. Diese Erscheinung ist für den westlichen Boknfjord charakteristisch. In den höheren kaledonischen Serien macht sich die jüngere Prägung nur noch vereinzelt stärker bemerkbar. Dies kann ein Hinweis darauf sein, dass die jüngere Faltung mit der generell SW-NE gerichteten Einmuldung der subkambrischen Peneplain in Zusammenhang steht. Die Absenkung war mit einer SE-NW-gerichteten Einengung verbunden, welche in Sinne einer disharmonischen Faltung nur den unteren Teil der kambro-silurischen Serie erfasst hat.

In der Umgebung von Tau hat im Gegensatz zum ganzen übrigen Arbeitsgebiet die jüngere Prägung stellenweise jeglichen Hinweis auf ältere Achsen und Lineationen beseitigt. Die jüngeren Falten dieser Gesteine werden von einer feinen Bj-Lineation begleitet, welche sonst beim Vorhandensein einer Ba-Lineation nicht ausgebildet ist. Ältere Falten haben sich am besten in flach liegenden Bereichen erhalten. Die Überlagerung durch die jüngere Prägung erzeugte dort «Buckelfalten».

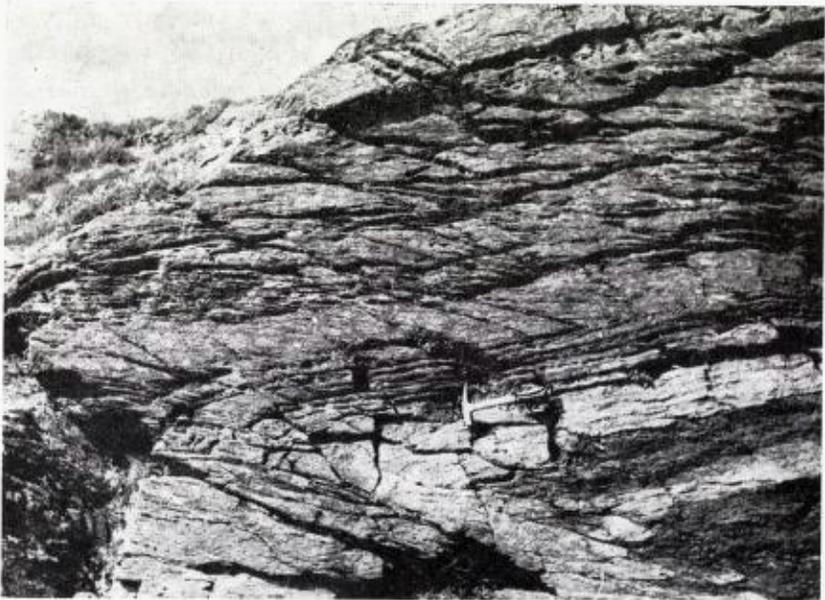
Die Vergenz der Falten ist nur zwischen Tau und Vostervatn einheitlich nach Osten gerichtet. Gegen den südöstlichen Rand der kale-

donischen Serien tritt in den jüngeren Falten immer deutlicher eine Vergenz gegen NW hervor. Sie deutet auf einen tektonischen Transport in dieser Richtung, den man sich als Abgleiten der kambro-silurischen Sedimente von der Penepplain in den Trog hinein vorstellen könnte.

Im Gebiet zwischen Kjortåsen und Strand, zwischen Nordvatn und Alsvik und N des Vostervatn bestimmen die SE-NW bzw. S-N streichenden Faltenzüge sehr eindrücklich das Relief.

Art und Verlauf der Gesteinsgrenzen innerhalb der kambro-silurischen Schichtfolge.

Die Grenzen zwischen Phyllit- und Metasandsteinhorizonten stellen häufig Zonen vielfacher Wechsellagerung dar und sind oft nicht ganz exakt zu ziehen. Es handelt sich bei den Gesteinsgrenzen auf der Strand-Halbinsel durchweg um konkordante stoffliche Trennflächen. Zu stärkeren schichtparallelen Scherbewegungen kam es nur bei der Einengung



Figur 13. Westvergent verfaltete Phyllit-Metasandstein-Folge SE des Grimsåsen. Starke Zerschierung in den Phylliten parallel zur Achsenebene.

der Phyllite über der starr reagierenden subkambrischen Peneplain. Sie haben NE des Lågheii und SE des Grimsåsen zu einer Reduktion der Phyllitmächtigkeit auf wenige Meter geführt. An der Grenze Phyllit-Metasandsteine konnten jedoch keine tektonischen Bewegungen beobachtet werden, obwohl sie gerade für diese Grenze von Goldschmidt (1921, S. 37) postuliert wurden.

Die Basissandsteine, der 1. Phyllit- und der 2. Metasandsteinhorizont sind im Gebiet der Strand-Halbinsel nicht ausgebildet (siehe S. 32). Für die Grenze zwischen Phyllit und dem auflagernden Metasandstein ist im Gebiet Randøy—Fogn eine Deformation zu langgezogenen Falten charakteristisch (Müller und Wurm 1969). Demgegenüber wurde die Grenze zwischen 2. Phyllit- und 3. Metasandsteinhorizont dort wie auch hier auf der Strand-Halbinsel nicht so intensiv deformiert. Die Metasandsteine bilden wiederholt schiefe Falten wechselnder Vergenz und Wellenlänge im Meter- bis Zehnermeterbereich, deren Sattelkern die stark spezialgefalteten Phyllite bilden (NE Krokavatn, W Krofjell, SW Kjortåsen, Figur 13).

An der Verformung der Phyllit-Metaarkosegrenze waren beide Prägnungsakte beteiligt, doch ist die Wirkung der älteren Faltung nur von untergeordneter Bedeutung.

Bereiche steilstehender Faltenachsen.

Im S-Teil des Barkvefjell, im Krofjell, S des Ormakam und vor allem zwischen Fiskå und Vervik sind die Faltenachsen der jüngeren Generation über 50° geneigt oder stehen seiger. Die s-Flächen bilden dementsprechend eng verfaltete Schlingen und Girlanden. Eingeschaltete Phyllitlinsen mit sehr steiler Lagerung können den Schlingencharakter des Gefüges noch zusätzlich unterstreichen. Streng genommen müssten Lineationen und Faltenachsen der älteren Generation in diesen Bereichen eine ungefähr horizontale Lage einnehmen. In der Steilachsenzone W Fiskå sind ältere und jüngere Faltenachsen aber oft nur schwer auseinanderzuhalten, weshalb sie im tektonischen Diagramm (siehe tektonische Übersichtskarte Tafel 2) zusammengefasst wurden. Der Übergang von flacher zu steiler Achsenlagerung ist besonders gut am S-Rand der Steilachsenzone SW Fiskå zu verfolgen. Er vollzieht sich dort auf einer Strecke von ca. 200 Metern, während die nördliche Begrenzung sehr scharf ist (siehe Profil II, Tafel 3). Der grösste Teil der Phyllite an

der Küste zwischen Fiskå und Høyland liegt bereits wieder flach. Die jüngeren Achsen streichen NE-SW, die älteren Lineationen NW-SE.

Das Auftreten steilachsiger Bereiche verschiedener Dimension bleibt im gesamten Arbeitsgebiet auf die unteren 100—150 Meter der kaleдонischen Serien beschränkt. Es liegt deshalb sehr nahe, derartige Inhomogenitäten des Faltenbaus auf Unebenheiten der subkambrischen Peneplain zurückzuführen. Im Falle der Steilachszone von Fiskå muss an eine Verlängerung der Abbiegung von Sørskår bis in die Gegend von Vervik gedacht werden. Neben der Abbiegung der Metasandsteine spricht deren Überlagerung durch Phyllitlinsen des 3. Horizontes für ein stärkeres Abtauchen des präkambrischen Grundgebirges (siehe Profil II, Tafel 3). Die Phyllite bei Vervik sind in etwa mit dem kleinen Vorkommen S des Ramnåsfjell zu parallelisieren. Aus der Höhendifferenz der beiden Phylliteinschaltungen ergibt sich für die Abbiegung ein Betrag von ca. 150—200 Metern.

Tektonik in den Phylliten.

Die leichte Faltbarkeit der Phyllite hat dazu geführt, dass die Spuren der älteren Prägung meist nur unvollständig erhalten sind. Die Streuung der Faltenachsen im Aufschlussbereich ist naturgemäss grösser als in den Metasandsteinen. Es zeigt sich aber, dass Unebenheiten des Untergrundes die Achsenrichtungen der Phyllite nur in einem kleinen Umkreis beeinflussen. Die Intensität von Faltung und Schieferung ist sehr starken Schwankungen unterworfen. Scheinbar ungefaltete «feinschichtige» Phyllite erweisen sich bei genauerer Untersuchung als völlig verschieferte S-Tektonite, in denen der Verlauf der ss-Flächen meist nicht mehr zu erkennen ist. Das Vorhandensein von Falten deutet also auf eine relativ geringe tektonische Beanspruchung hin. Falten im Phyllit mit mehr als 10 cm Wellenlänge sind in sich wieder spezialgefaltet. Bei enger Wechsellagerung zwischen Phyllit und Metasandstein ist in den Phyllitlagen häufig ein spitzwinklig zu ss verlaufendes Scherflächensystem entwickelt (Figur 13).

Das Profil III (Tafel 3) verdeutlicht die grosse Ausstichbreite der Phyllite N des Ormakam und S Geitaskjær. N des Ormakam zeigen sie überwiegend hangparallele Achsen und Lineationen. Senkrecht zu diesen hat eine Einengung und starke Zerschierung stattgefunden. Dagegen herrscht in den Phylliten S Geitaskjær kurzwellige Faltung vor. Der Faltenspiegel ist nach N geneigt.

Die isolierten Phyllitvorkommen um und W Fiská gehören dem 3. Horizont an. Sie unterscheiden sich im Deformationsstil nicht von den übrigen Phylliten. Die Phylliteinschaltung bei Vervik hat im grossen die Gestalt einer stark gepressten und intensiv spezialgefalteten, etwa W-E streichenden Mulde. Für die Phyllite zwischen Fiská und Høyland gilt mit gewissen Einschränkungen das gleiche Modell. Gegenüber den stark komprimierten Phylliten von Fiská zeigen diejenigen bei Geitaskjær nur geringe Einengungserscheinungen.

Tektonik in den Metasandsteinen, Metatuffen und -tuffiten.

Die häufig wechsellagernden Metasandsteine und Metavulkanite im oberen Teil des 3. Metasandsteinhorizontes haben auf die kaledonische Tektonik einheitlich reagiert. Die Faltbarkeit der meist gut geschichteten Gesteine wird oft durch dünne Lagen feinklastischen Materials noch weiter erhöht. Die gesamte plastische Deformation geht mit wenigen Ausnahmen auf die regionale kaledonische Tektonik zurück. Die petrographische Untersuchung der kambro-silurischen Metasedimente der Halbinsel Strand ergibt eindeutig, dass diese während der kaledonischen Regionalmetamorphose den Bedingungen der unteren bis mittleren Grünschieferfazies ausgesetzt waren und in wenigen Bereichen vielleicht auch die Grenze zur Amphibolitfazies erreicht wurde (siehe S. 38 und Müller und Wurm 1969). Formale Analogien zu spätdiagenetisch angelegten, durch Rutschung verursachten Gleitfalten oder zu ptygmatischen Faltungen infolge von metasomatischer Zufuhr haben durch An- und Dünnschliffuntersuchungen bisher keine Bestätigung erfahren. Bei gleichberechtigter Ausbildung der beiden Achsentrichtungen ergeben sich zwar sehr komplizierte Verformungsbilder, doch lassen sich auch in solchen Bereichen die Achsen meist beiden oder einem der Prägangsakte zuordnen (Figur 14).

Lagerganggesteine und Pegmatite.

Der richtungslos-körnige Meta-Mikroclin-Granit-Lagergang vom Ormakam zeigt vor allem in seinem unteren Teil mehrere Einschaltungen geschichteter und gefalteter Metatuffe oder -tuffite. Die Faltenachsen in diesen Gesteinen sind zur jüngeren Prägung zu rechnen, zeigen aber grössere Streuung. Der Lagergang ist an seiner Untergrenze einige Dezimeter schwach geschiefert, dann folgt der scharfe Kontakt zu den



Figur 14. Ältere Feinlineation parallel Ba wird durch jüngere Kleinfaltung gewellt. La = 135/15 NW, Bj = 20/10 SW. Basis des Metaarkose-Horizontes am N-Ufer des Bjørheimsvatns.

unterlagernden Metatuffen. Die Schieferung wird von einer Kataklyse begleitet und hat die Reibungskräfte des auf tektonische Beanspruchung starr reagierenden Lagergangs aufgefangen.

Die Pegmatitkörper der Insel Heng verlaufen in ihrer Längserstreckung parallel zu den älteren Faltenachsen. Im Aufschluss- und Handstückbereich ist aber keine Kornregelung zu erkennen.

Bruchtektonik.

Der Talzug Tau—Bjørheimsvatn—Tyssdalsvatn ist vermutlich entlang einer Kluft- oder Zerrüttungszone entstanden. Ein grösserer Verwerfungsbetrag ist entlang dieser Linie nicht festzustellen, und auch auf der übrigen Strand-Halbinsel fehlen grössere tektonische Störungen. An der meist gut aufgeschlossenen Grenze Phyllit/Metasandstein könnten kleine Verwerfungen leicht erkannt werden. Die präkambrischen Porphyrg Granite werden von zahlreichen Kluftzonen durchzogen. Ein Versetzungsbetrag lässt sich aber wegen fehlender Bezugshorizonte nicht feststellen. Die kambro-silurischen Gesteine des Lauvåsen sind etwa 20—40 Meter in die subkambrische Peneplain eingesenkt. Diese tektonische Schutzlage hat die Gesteine vor der Abtragung bewahrt.

Auswirkungen der kaledonischen Orogenese auf die Quarzkorngefüge

Die Messung von Quarzkorngefügen auf dem Universal-Drehtisch soll die Beziehungen zwischen makroskopischem Verformungsbild und mikroskopisch erfassbarer Korngefügeregelung aufklären. Im einzelnen ist daher der Regelungsgrad in ein- und mehraktig kaledonisch geprägten Gesteinen und der Einfluss des jüngeren Prägungsaktes auf ein bereits früher geregeltes Korngefüge von besonderem Interesse. Das präkambrische Grundgebirge ist in seinen oberen Teilen deutlich von der kaledonischen Tektonik überprägt worden. Die Quarzkorngefüge der präkambrischen Metagranite wurden deshalb in mehreren Proben mikroskopisch auf die Auswirkungen dieser Überprägung hin untersucht. Die Ergebnisse aus kambro-silurischen Gesteinsproben der Strand-Halbinsel werden mit denen des Inselgebietes Randøy—Fogn verglichen (Müller und Wurm 1969). In gefalteten Gesteinen ordnen sich die Quarzkörner meist nach der α -Regel (Sander, 1950, S. 142). Ihre kristallographischen c-Achsen stehen senkrecht auf den s- (ab-)Flächen. Die Durchstichpunkte sind deshalb in der Lagenkugel in einem Gürtel um B angeordnet. Sie liegen also ungefähr in der ac-Ebene. Bei der Mehrzahl der gefalteten Gesteine findet sich dieser Regelungstyp bestätigt.

In den makroskopisch unregelmässigen präkambrischen Graniten lässt sich eine gürtelförmige Anordnung der Quarz-Achsen auch von einer

Pressung des Gesteine ableiten. Die Quarzachsen sind in diesem Falle parallel zu den Scherflächen angeordnet (Sander 1950).

Die Proben wurden nach Herkunft, Intensität der Verformung und ihrer Zugehörigkeit zum älteren oder jüngeren Bewegungsplan in mehrere Typen eingeteilt. Das Korngefüge-Diagramm jeweils einer repräsentativen Probe soll dargestellt und erläutert werden. Die Diagramme wurden zum besseren Vergleich in die Horizontale rotiert und nach Norden ausgerichtet. Sie sind in der Figur 15 wiedergegeben.

Zuerst sollen die neu hinzugekommenen Korngefügeuntersuchungen an präkambrischen Graniten näher erläutert werden.

a) Quarzkorngefüge präkambrischer Granite
ohne äusserlich erkennbare tektonisch
Deformation:

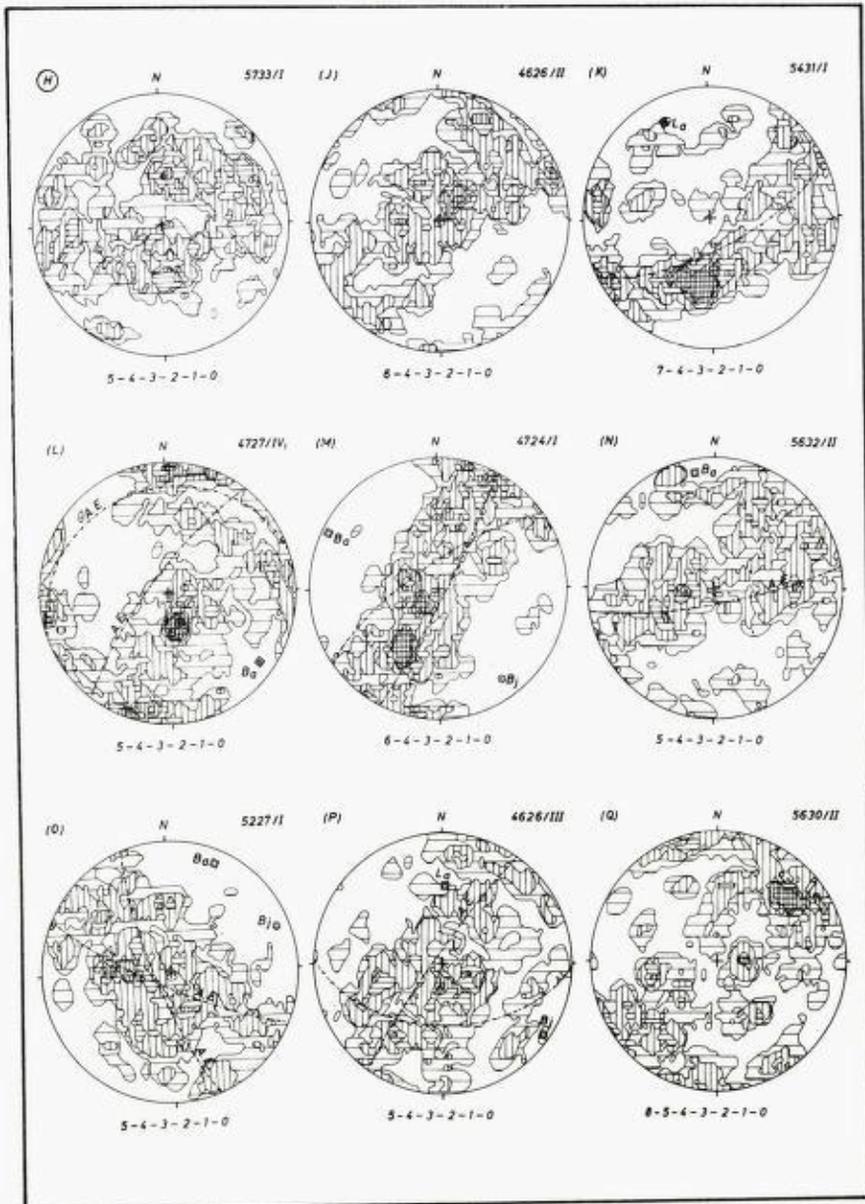
Proben Nr. 4636/II, 5532/I, 5733/I.

Die Korngefügediagramme dieser Proben, welche unmittelbar an der Oberfläche der subkambrischen Peneplain entnommen wurden, zeigen stark variierende Regelungstypen. Die Quarzachsen sind zum Teil kegelförmig angeordnet, und ihre Durchstichpunkte im Schmidtschen Netz ergeben somit angenähert Kleinkreise um die c-Achsen des Diagramms (5733/I). Dieser Befund stimmt unter anderem mit den Beobachtungen von Behr et al. (1964) an den richtungslos körnigen Graniten des Erzgebirges überein. In Analogie zu Ergebnissen in Quarzporphyren wird diese Regelung den Einströmungsvorgängen zugeschrieben. Die gürtelförmige Anordnung der Quarzachsen in einem Granit bei Barka (4626/II) geht vermutlich auf Einwirkungen der kaledonischen Tektonik zurück.

b) Quarzkorngefüge kaledonisch überprägter
präkambrischer Granite:

Proben Nr. 5227/IV, 5431/I.

Diese Proben stammen ebenfalls aus dem obersten Teil des präkambrischen Grundgebirges, jedoch aus grob gebankten Partien mit deutlicher Lineation parallel der älteren Achsenrichtung des Kambro-Silur. In Probe (K) ist ein grosser Teil der Quarz-c-Achsen auf einem Gürtel angeordnet, der etwa parallel dem ac-Kreis um den Durchstichpunkt



Figur 15. Quarzkorngefüge-Diagramme im SCHMIDT'schen Netz (Projektion in die untere Halbkugel) von jeweils 250 c-Achsen. Lage der Proben in Tafel 3. A. E. = Achsen- (ac)-Ebene; B = Faltenachsen (älter oder jünger); L = Lineationen parallel B.

Die Diagramme wurden elektronisch mit einem ALGOL-Programm (ALGOL 2 Kiel X 8), erstellt, welches von G. BRAUN, Kiel, entwickelt worden ist.

der Lineation verläuft. Daneben erscheint aber noch ein starkes Maximum im Bereich des Polpunktes der s-Flächen. Ein Teil der Quarzachsen hat sich also in Zusammenhang mit der s-erzeugenden Scherung senkrecht zu den Scherflächen angeordnet.

Für die kambro-silurischen Proben haben sich die Beobachtungen aus dem Inselgebiet Randøy—Fogn generell bestätigt (Müller und Wurm, 1969). So brauchen hier nur die gefundenen Gesetzmässigkeiten kurz wiederholt und, falls nötig, modifiziert zu werden.

1. Flach um Bj gewellte Proben mit deutlicher Ba-Lineation (4727/IV₁).

Sowohl um die ältere flachliegende, als auch um die steilabtauchende jüngere B-Achse bilden die Quarzachsen ungleich besetzte und teilweise unvollständige Gürtel aus. Zu beachten ist das Maximum in der Nähe des Durchstichpunktes von Bj. Es entspricht einer Regelung der Quarzachsen // B. Sie ist vermutlich auf eine deh nende Bewegungskomponente // B zurückzuführen und konnte auch im Inselgebiet Randøy—Fogn festgestellt werden (Müller und Wurm, 1969).

2. Plattige, meist flach liegende Proben mit feiner Ba-Lineation und gröberer Bj-Wellung: Nr. 4724/I.

Der wesentlich besser besetzte Gürtel um Ba zeigt deutlich, dass die jüngere Überprägung in ungefalteten Gesteinen nur eine schwache Umregelung der Quarzachsen bewirkt hat. Auch hiermit werden frühere Beobachtungen bestätigt.

3. Um Ba gefaltete Proben ohne Spuren der jüngeren Prägung: (5632/II).

Im allgemeinen zeigen diese Gesteine eine besonders scharfe Gürtelanordnung der Quarzachsen. Im vorliegenden Diagramm ist eine Regelung nicht so deutlich, weil es sich um ein sehr grobkörniges und feldspatreiches Gestein handelt.

4. Zweiaktig verformte kambro-silurische Proben: Nr. 4726/III, 5728/III, 5227/I.

Das Quarzkorngefüge dieser Gesteine zeigt alle Übergänge von einem gleichberechtigten Nebeneinander der beiden Deformationen (5227/I) bis zur völligen Auslöschung der älteren Prägung. Die Umregelung ist

abhängig von der Intensität der jüngeren Faltung. Das Diagramm 4726/III wurde zum Beispiel direkt im Scheitel einer sehr spitzen Mulde um Bj gemessen. In Probe 5227/I haben die Kleinfalten beider Deformationsakte etwa die gleiche Dimension und Wellenlänge.

5. Den kaledonischen Intrusiva fehlt jede Regelung. Die Probe 5630/II wurde dem Meta-Granit des Ormakam entnommen.

Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation

Charakteristisch für die kambro-silurischen Metasandsteine des Stavanger-Gebietes ist die gute Erhaltung prämetamorpher Mineralformen und der sedimentären Gefüge. Während der kaledonischen Deformation begann die metamorphe Neubildung von Glimmer- und Chloritmineralen. Durch die postdeformative Kristallisation wurde das prämetamorph-sedimentäre Gefüge vergrößert nachgezeichnet, aber auch verdeutlicht. Zum anderen wurden feinkörnige gut geregelte Serizitlagen durch



Figur 16. Syndeformative Sammelkristallisation von Quarz in Metatuffen und postdeformative Anwachssäume, + Pol, Grünfilter.

grössere quer gestellte Aggregate unterbrochen. Der feinverteilte Quarz konzentrierte sich in breiten Lagen und Linsen mit klaren einheitlich auslöschenden Körnern.

Die prämetamorphen Mikrokline und sauren Plagioklase zeigen ausser gelegentlicher Zerbrechung keine Spuren der kaledonischen Deformation. Das Wachstum von Quarzmobilisaten in Tuffen als Folge metamorpher Reaktionen begann syndeformativ. Die gestreckten oder sigmoidal geformten Quarzlamellen liegen in der Mehrzahl etwa parallel zur Achsenebene von Kleinfalten. Ungeregelte Partien innerhalb der Quarzlagen und feinkörnige Mörtelquarzreihen zwischen den Lamellen zeigen an, dass die Kristallisation die Deformation überdauert hat (Figur 16).

Zusammenfassung

1. Die petrographische Untersuchung der Halbinsel Strand hat ergeben, dass mehr als 90 % der von V. M. Goldschmidt (1921) als Trondhjemite, verschieferte Trondhjemite und Injektionsgneise bezeichneten Gesteine *nicht* magmatischer Herkunft sind. Es handelt sich vielmehr um Metaarkosen, Metasandsteine, Quarzite und basische Metatuffite.
2. Magmatogenen Ursprungs ist lediglich ein Lagergang im Gebiet des Ormakam—Moldhesten. Dieses Gestein ist jedoch kein Trondhjemit, sondern ein Mikroklinggranit.
3. Die Untersuchung der Kontakte des Mikroklinggranites gegen die unterlagernden Metasandsteine und Metatuffite ergab keinerlei Hinweise auf kontaktmetamorphe Injektionen im Sinne Goldschmidts. Die mikroskopischen Dünnschliffuntersuchungen lassen lediglich eine Sammelkristallisation und Blastese in den Metaarkosen und Metatuffiten des engsten Kontaktbereiches erkennen.
4. Das Intrusionsniveau des Lagergangs liegt entgegen Goldschmidts Feststellung nicht auf der Grenze der Phyllite gegen die Grünschiefer, sondern innerhalb einer Serie von Metaarkosen und -tuffiten, was auch schon für den Lagergang auf Halsnøy—Bokn (Müller und Wurm 1969) beschrieben wurde.
5. Alle untersuchten Proben (insgesamt 117, davon 80 quantitative Modalanalysen) zeigen, dass die Metasedimente und der Granit des

Lagergangs den regionalmetamorphen Bedingungen der Grünschieferfazies unterlegen haben. Meist sind Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Paragenesen, des öfteren auch Quarz-Albit-Epidot-Biotit-Paragenesen mit etwas Granat ausgebildet worden. Tuffogene Hornblende zeigen mehr oder weniger intensive metamorphe Umsetzungen der grünbraunen Hornblende zu Chlorit, Biotit und Calcit. Einen relativ schwachen Einfluss hat die Regionalmetamorphose lediglich in einigen dunklen Lagen am liegenden Kontakt des Lagergangs gehabt.

Der Mineralbestand dieser richtungslos-körnigen Gesteine von melagabbroider Zusammensetzung besteht aus Pigeonit, Labradorit und Magnetit.

6. Die für die Inselgruppe Randøy—Fogn aufgestellte lithofazielle Gliederung der metamorphen Sedimente des Kambro-Silurs lässt sich ohne Schwierigkeiten auf die Halbinsel Strand übertragen. Es fehlt allerdings der untere Teil der Serie. Während der ersten Phase der kaledonischen Geosynklinalausbildung im Raume Stavanger war das Gebiet von Strand eine Schwellenregion. Die Sedimentation setzte hier erst mit den Tonen des 2. Phyllithorizontes ein. Der Übergang von Metaarkosen in die hangende Serie basischer Tuffe und Tuffite ist ebenso kontinuierlich wie auf den Inseln Fogn und Halsnøy. Die gesamte Serie ist durch ungemein häufige Wechselagerungen von feinem mit gröberklastischem und pyroklastischem Material ausgezeichnet, was auf stark wechselnde Sedimentationsbedingungen in einem Küstenbereich der Geosynklinale schliessen lässt. Das Sedimentmaterial entstammt überwiegend der Verwitterung der präkambrischen Porphygranite Rogalands. In den höheren Seriengliedern nehmen die Anteile basischer Tuffe stark zu.
7. In Analogie zum Bereich der Inselgruppe Randøy—Fogn lassen sich auch auf der Halbinsel Strand zwei tektonische Deformationsphasen unterscheiden, eine ältere mit NW-streichenden Faltenachsen und die jüngere mit etwa senkrecht zur älteren gerichteten Faltenachsen. Die Intensität beider Phasen ist in verschiedenen Homogenbereichen durchaus sehr unterschiedlich. Die Faltenachsen zeigen im Gegensatz zu den Nachbargebieten auf der Strand-Halbinsel ausgesprägte Inhomogenitäten bezüglich ihres Streichens und ihrer Neigung. Diese Erscheinung lässt sich auf das beachtliche Relief der subkambrischen Landoberfläche zurückführen. Es ist jedoch bemer-

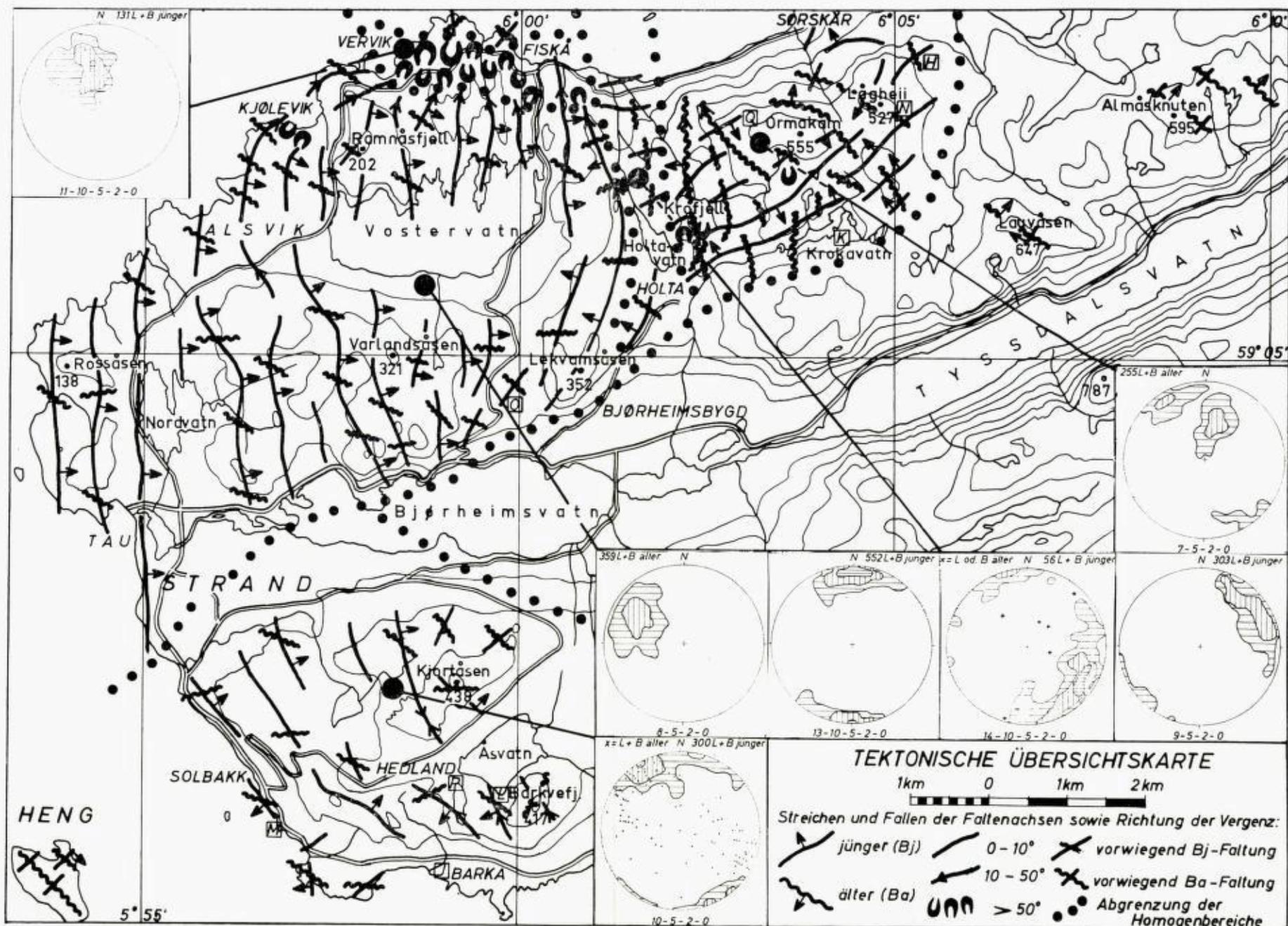
kenswert, dass mit einer Änderung der Streichrichtung der jüngeren die älteren Faltenachsen ebenfalls und zwar gleichsinnig umschwenken, so dass die von beiden Faltenachsen eingeschlossenen Winkel annähernd konstant bleiben. Dieses Verhalten spricht für die Eigenständigkeit des jüngeren Prägungsaktes ($B \wedge B'$ -Tektonik) und gegen eine einfache Stauchung \perp Ba. Für eine ptygmatische Faltung, wie sie von Goldschmidt angenommen wurde, finden sich keine Hinweise.

8. Die beiden kaledonischen Deformationen lassen sich meist in den obersten Horizonten der Gesteine des präkambrischen Untergrundes nachweisen. In die Tiefe hinein äussert sich die kaledonische Tektonik nur noch mit Blockverschiebungen in den präkambrischen Graniten verbunden mit Mylonitbildungen auf den Bewegungsflächen.
 9. Die Vorstellung Goldschmidts vom Transport halberstarrter Intrusivplatten entfällt, da der einzige Lagergang des Untersuchungsraumes autochthon ist. Auch die Metasandsteine und Phyllite ergeben keinen Anhalt für Überschiebungen. Sie müssen als autochthone Sedimentserie angesehen werden.
 10. Die Untersuchung von Quarzgefügen bestätigte die bereits im Bereich der Insel Randøy—Fogn gemachten Beobachtungen. Grundsätzlich hat jede der beiden Deformationsphasen das Korngefüge beeinflusst. Während der jüngeren Prägung kam es aber nur dann zur Umregelung der Quarzkörner, wenn gleichzeitig eine starke mechanische Deformation wirksam wurde. In den oberen Bereichen der präkambrischen Granite ist der Regelungsgrad der Quarzachsen sehr wechselnd.
 11. Das Korngefüge des Meta-Mikroklinggranits wurde von der kaledonischen Tektonik kaum noch berührt. Es kam nicht zur Einregelung der Quarzachsen, wohl aber zur Bildung von Rupturen in den Quarzen und Feldspäten des Lagerganggesteins. Die Intrusion erfolgte offenbar früh postdeformativ, jedoch synkristallin, da der magmatische Mineralbestand durch metamorphe Reaktionen in die Grünschieferfazies überführt wurde.
-

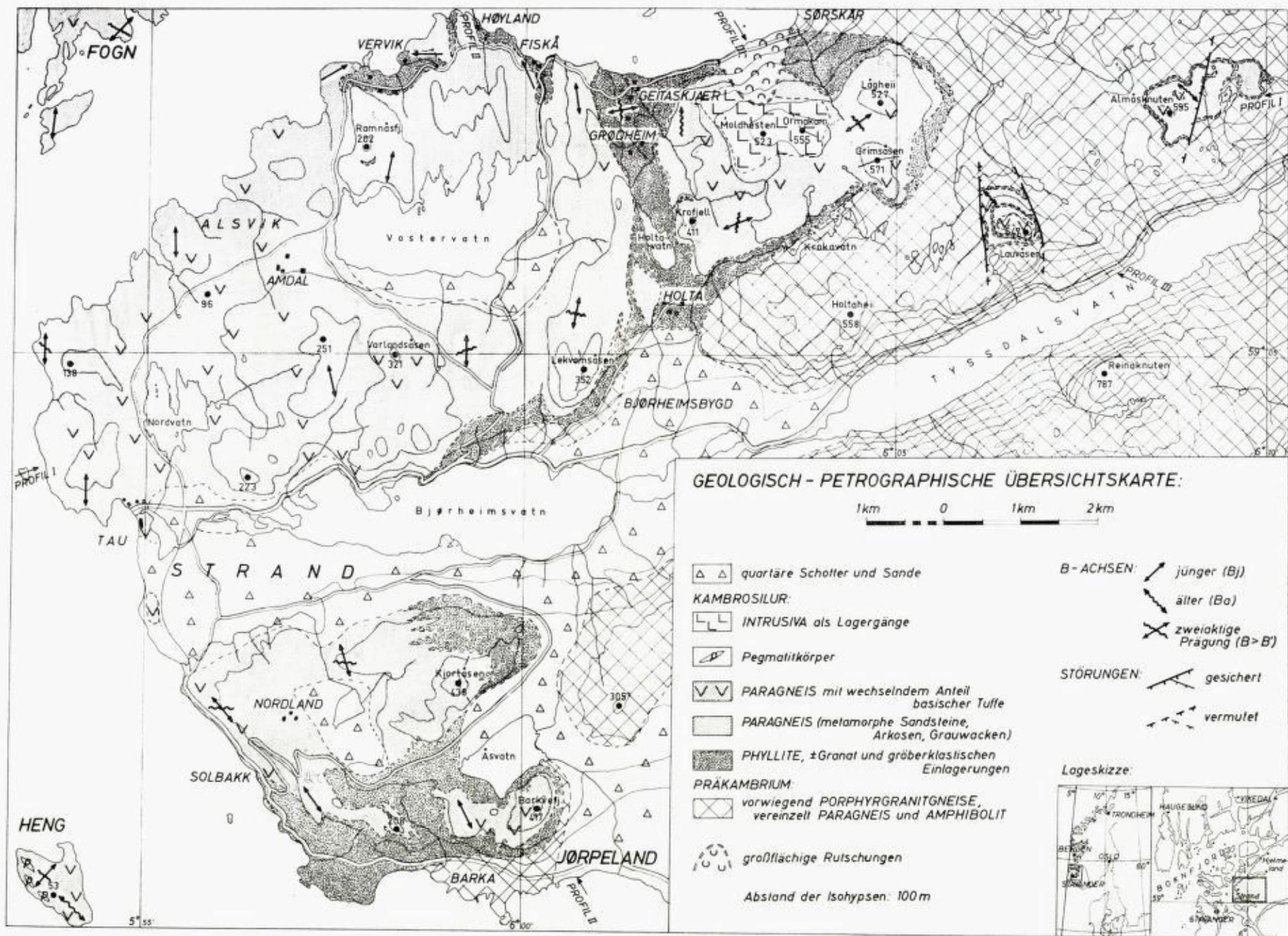
Den Herren Professoren Dr. T. F. W. Barth, Oslo, und Dr. F. Karl, Kiel, sowie Herrn Lektor T. Birkeland, Stavanger, sind wir für vielfältige Hilfe sehr dankbar. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, verdanken wir die Finanzierung eines grossen Teiles unserer Untersuchungsarbeiten. Herrn Dipl.-Geol. G. Braun danken wir für die Computer-Berechnung der Quarzachsenverteilungen in den Gefügediagrammen.

Literaturverzeichnis

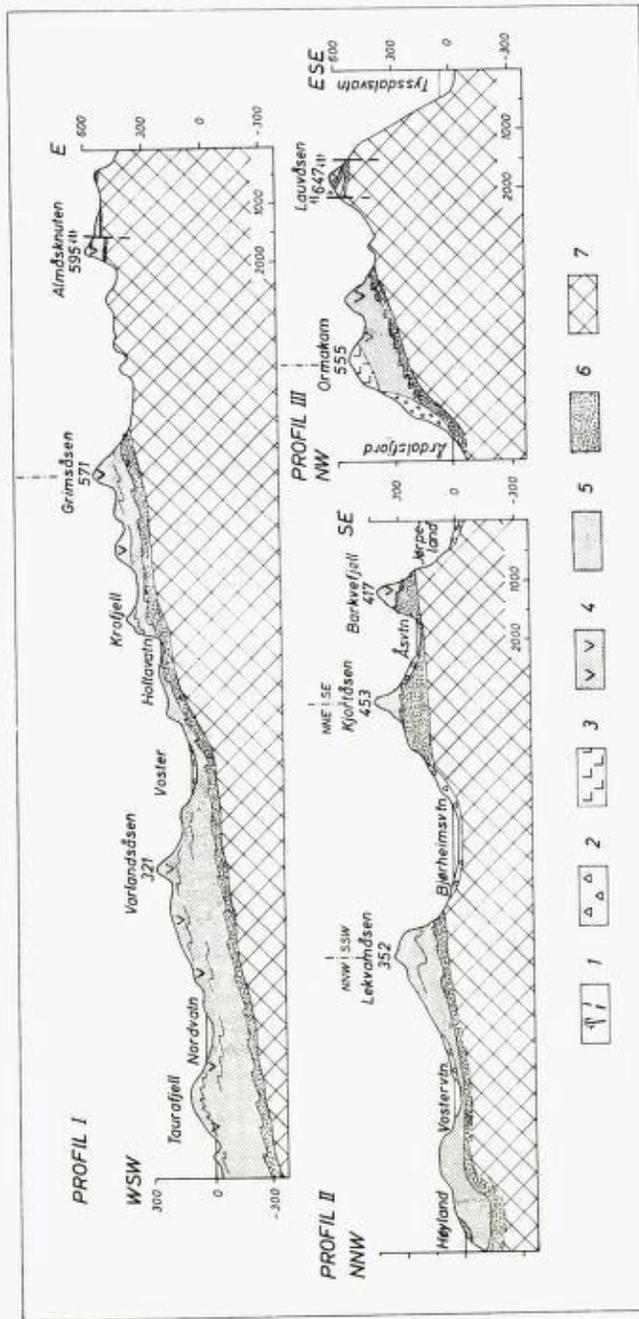
- BARTH, T. F. W.* 1952: Theoretical Petrology. John Wiley & Sons, Inc., New York, 387 pp.
- BEHR, H. J. ROTH, H.* und *WATZNAUER, A.* 1964: Die Orientierung von Quarz in Massengesteinen. Monatsberichte d. Dtsch. Akad. Wiss. 6, 123—128.
- GOLDSCHMIDT, V. M.* 1916: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegen. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge. Skr. Vid.-Selsk. Kristiania, 1. Mat.-Naturv. Kl., 1916 No. 2, 114 pp.
- GOLDSCHMIDT, V. M.* 1921: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegen. V. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiet. Skr. Vid.-Selsk., 1. Mat.-Naturv. Kl., 1920 No. 10, 142 pp.
- KALDHOL, H.* 1909: Fjeldbygning i den nordøstlige del af Ryfylke. Norges Geol. Undersøk. 49, V. 59 pp.
- KALSBECK, F.* 1964: Zircons from some metamorphic rocks in the Stavanger area (Southern Norway). Norsk Geol. Tidsskr. 44, 11—17.
- KARL, F.* 1964: Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik. Ellen Pilger, Clausthal—Zellerfeld, 142 pp.
- MÜLLER, G.* und *WURM, F.* 1969: Die Gesteine der Inselgruppe Randøy—Fogn. Beiträge zur Metamorphose und zum Aufbau der kambro-silurischen Gesteine des Stavanger-Gebietes. I. Norsk Geol. Tidsskr. 49, 97—144.
- REUSCH, H.* 1913: Tekst til geologisk oversiktskart over Sunnhordland og Ryfylke. Norges Geol. Undersøk. 64, 84 pp. 595 pp.
- SANDER, B.* 1950: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. II. Teil. Springer-Verlag, Wien—Innsbruck.
- WINKLER, H. G. F.* 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer, Berlin, 237 pp.



Tafel 2. Tektonische Übersichtskarte. Aufgenommen von FRIEDRICH WURM 1967/68.



Tafel 1. Geologisch-petrographische Übersichtskarte. Aufgenommen von GEORG MÜLLER 1966–1968 und FRIEDRICH WURM 1967/68.



Tafel 3. Geologische Schnitte durch die Halbinsel Strand. Länge: Höhe = 1 : 3. Lage der Profile in Tafel 1.
 1. Verwerfungen, geseichert und vermutet, 2. quartäre Schotter und Sande, 3. kaledonische Intrusiva, 4. kambro-silurische Metatuffite und Metaarkosen, 5. kambro-silurische Metaarkosen, -sandsteine und Quarzite, 6. kambro-silurische Phyllite, 7. präkambrisches Grundgebirge.