

# Die Gesteine der Inseln des zentralen Boknfjords

## Inhaltsverzeichnis

Abstract .....	61
Einleitung .....	63
Aufbau und Gesteinsabfolge der Metasedimente .....	63
Kaledonische Intrusivgesteine .....	78
Ablagerungsbedingungen der kambro-silurischen Sedimente .....	81
Metamorphe Rekristallisation und Mineralneubildung .....	81
Petrotektonik der höheren kambro-silurischen Serien .....	83
Zusammenfassung .....	87
Literaturverzeichnis .....	90
Mit 3 Tafeln	

### Abstract

A metamorphic series of Cambro-Silurian sediments have been investigated in the Boknfjord area (SW-Norway) by mapping and petrographical studies. The lower division was found to be a weakly metamorphosed sequence of manifold interbedded layers of shales, sandstones, graywackes, arkoses, and pyroclastics. In the upper division metamorphosed basalts (amphibolites) and kindred pyroclastics are the most important rocks. The highest division of the series contains marbles mixed with basic pyroclastics and minor parts of clastics.

In the Boknfjord section we have not the ideal case that the marginal parts of the geosynclinal region containing unmetamorphosed sediments have been preserved. But we can observe a gradually change of the Caledonian metamorphism successively increasing from the weakly metamorphosed sediments (quartz-albite-muscovite-chlorite-paragenesis) in the southeastern coast range into the highest facies (kyanite-almandine-muscovite-paragenesis) at the islands in the central parts of the Boknfjord basin.

In accordance with our earlier papers (Müller & Wurm 1969 and 1970) we did not find any indications to the verification of Goldschmidt's hypothesis of the "Injektions-Kontaktmetamorphose" (1921) in the central Boknfjord area.

## Einleitung

Die Gesteine der Inseln im zentralen Teil des Boknfjords schliessen sich räumlich und stratigraphisch an die kürzlich beschriebenen Gesteine der Inselgruppe Randøy—Fogn (Müller & Wurm 1969) und der Halbinsel Strand (Müller & Wurm 1970) an. Im Gebiete von Randøy, des östlichen Teil Fogns und von Strand dominieren häufig wechsellagernde Quarzsandsteine, Tone, Grauwacken und Metaarkosen, welche während der kaledonischen Metamorphose rekristallisierten und jetzt in Grünschieferfazies vorliegen. Diese Metasedimente, die der Phyllitabteilung und zum grossen Teil den Intektionsgneisen V. M. Goldschmidts (1921) entsprechen, gehen nach Nordwesten hin auf Fogn, Halsnøy und Finnøy kontinuierlich in basische Metatuffite und -tuffe über. Mit den basischen Tuffen wechsellagern Metabasite, deren Reliktgefüge z. T. auf primär basaltische Ergussgesteine hinweisen. Metatuffe und Metabasalte entsprechen der Abteilung der grünen Schiefer Goldschmidts (1921). Auf diese folgen als stratigraphisch höchstes Glied der kambro-silurischen Restserie des Boknfjords karbonatführende Metatuffe, tuffitische Marmore, vereinzelte reine Marmore und Granat-Glimmerschiefer.

Die Aufgabe dieser Untersuchung soll es sein, durch die kartographische Darstellung und petrographische Beschreibung der Gesteine des zentralen Boknfjords den Anschluss an die unteren Teile der kambro-silurischen Gesteinsserie (Müller & Wurm 1969 und 1970) herzustellen und somit einen Überblick über das ganze Profil von der subkambrischen Peneplain im SE bis zu den Marmoren im NW zu vermitteln.

## Aufbau und Gesteinsabfolge der Metasedimente

Die petrographische Kartierung und tektonische Vermessung der hier untersuchten Inseln Brimsøy, S-Talgje, Finnøy, N-Talgje, N-Helgøy, N-Hidle und der Sjernarøy-Gruppe erfolgte in den Jahren 1967 und 1968. Den folgenden Ausführungen liegen unsere petrographisch-geologische und tektonische Karte (1 : 50 000) zugrunde (Tafel 1 und 2).

Tabelle 1. Quarz-Feldspat-Gneise und Metaarkosen (äquivalent den Metaarkosen auf der Strand-Halbinsel und den Metaarkosen des 3. «Gneishorizontes» auf Randøy—Fogn).

Nr.	435	410	513	509	515	494	496	503	517	592	606	611	612	Mittel	Vol.-%
Plagioklas <sup>1)</sup> . . . . .	13,4	0,3	1,9	0,3	0,4	30,3	8,2	—	—	—	—	—	—	6,1	4,7
Albit-Oligoklas . . . . .	29,5	41,0	37,2	28,8	34,6	12,4	28,4	31,9	45,1	36,6	38,5	42,8	34,4	33,9	»
Klinozoisit . . . . .	4,9	—	2,4	0,1	1,9	2,1	5,7	4,1	0,2	0,5	5,5	2,0	2,0	2,4	»
Mikroclin . . . . .	2,0	26,3	2,0	17,0	19,2	14,7	19,9	21,9	5,8	11,0	1,0	16,3	18,6	13,5	»
Quarz . . . . .	38,4	24,0	44,3	43,2	31,3	21,5	22,1	27,5	37,3	36,3	43,8	30,6	35,1	33,5	»
Biotit . . . . .	5,8	5,7	7,6	1,5	4,4	5,6	10,4	12,1	3,2	5,8	3,9	5,4	2,5	5,7	»
Chlorit . . . . .	—	0,5	0,4	—	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	0,1	»
Muskowit <sup>2)</sup> . . . . .	5,4	0,7	1,2	7,8	6,1	5,3	3,8	1,4	6,6	7,5	6,8	2,5	1,0	4,3	»
Titanit . . . . .	0,1	0,2	0,2	0,2	1,6	0,6	1,1	0,6	—	0,3	0,5	<0,1	0,2	0,4	»
Calcit . . . . .	0,3	0,2	2,1	1,0	—	0,2	0,2	<0,1	0,5	—	—	0,3	—	0,4	»
Akzessorien <sup>3)</sup> . . . . .	0,2	1,1	0,7	0,1	0,5	7,3	0,1	0,5	1,3	2,0	—	<0,1	0,1	1,1	»

<sup>1)</sup> Sausuritisierte prämetamorphe klastische Plagioklasse.

<sup>2)</sup> Z. T. serizitische Zeilen — rekrystallisierte phyllitische Lagen.

<sup>3)</sup> Apatit, Zirkon, Erz, Granat — in Probe 410 0,9 % Fluorit und in Probe 494 6,4 % Hämatit und 0,9 % Apatit enthalten.



### Quarz-Feldspat-Gneise und Metaarkosen.

Der Anteil von Phylliten und Metaarkosen nimmt mit Annäherung an die zentralen Inseln des Boknfjords stark ab. Im Westen Fogns finden sich noch phyllitische Metagrauwacken und mächtige Metaarkosehorizonte, auf Finnøy und Bergøy hingegen sind die Quarzit- und Metaarkoselagen nur noch Dezimeter- bis wenige Meter mächtig. Sie wechsellagern mit Metatuffiten, Metatuffen und Metabasalten. Im Gegensatz zu den südöstlichen Randbereichen des Geosynklinaltroges sind hier im Zentrum die Gesteine wesentlich stärker rekristallisiert, so dass prämetamorphe klastische Kornformen nur noch in geringen Mengen erhalten geblieben sind (Tab. 1). Deshalb kann man nur wenige dieser Gesteine als Metaarkosen ansprechen (Tab. 1 Probe 494). Die meisten Proben müssen als Quarz-Feldspatgneise bezeichnet werden. Ehemals tonige Lagen, die auf Fogn als Phyllitlagen vorliegen, stellen sich hier im Dünnschliff stark rekristallisiert als Serizit-Muskowit-Zeilen dar. Im übrigen unterscheiden sich die Quarz-Feldspat-Gneise nicht wesentlich von den weniger rekristallisierten Metaarkosen im südöstlichen Nachbarraum. Sie sind wie diese aus dem Verwitterungsmaterial präkambrischer Porphyrranite aufgebaut. Lediglich die Probe 410 von der NE-Küste Rennesøys zeigt eine leicht metasomatische Beeinflussung ihres Mineralbestandes. Sie stammt aus dem Kontaktbereich eines Lagerganges und führt wie dessen Granit etwas Fluorit (0,9 Vol.-%).

Einzelne Proben, wie z. B. Nr. 496 und 503 in Tab. 1, sind tuffitische Metaarkosen. Sie enthalten Förderprodukte des basischen Vulkanismus. Das kommt durch die höheren Klinozoisit-Gehalte (primär Anorthitreichere Plagioklase!) und die für Metasandsteine relativ hohen Biotitwerte zum Ausdruck. Im Ganzen ist die Verbreitung dieser Gesteine in den höheren Gliedern der kambro-silurischen Serie zu gering, als dass sich wie für das Gebiet der Halbinsel Strand eine Gliederung in verschiedene Typen durchführen liesse (Müller & Wurm 1970).

### Metatuffe und -tuffite.

Basische Metatuffe und -tuffite bilden die Basis der grossen Inseln Rennesøy, Finnøy, Bjergøy und des Westteiles von Fogn (Tafel 1 — Metabasite). In diesen pyroklastischen Sedimenten finden sich häufig Gesteine, deren Lagerungs- und Kontakterscheinungen gegen die Nebengesteine, makroskopische Strukturen und deren mikroskopische Korn-

Tabelle 2. *Metatuffe und -tuffite (äquivalent dem 2. Metatuff-Horizont auf Halsnøy—Fogn).*  
 a) mit vorherrschenden Feldspat-Klinoisit-Quarz-Komponenten.

Nr.	499	511	614	569	406	405	430	431	500	519	590	583	Mittel
Plagioklas .....	3,0	0,3	—	—	11,9	2,3	0,9	—	15,1	6,2	2,9	—	3,6 Vol.-%
Albit-Oligoklas ..	42,0	31,1	51,1	15,3	23,2	35,8	30,2	5,7	36,3	33,6	27,7	41,5	31,1 »
Klinoisit-Epidot	11,3	0,6	12,4	—	11,0	9,1	3,6	17,0	8,1	8,1	14,5	2,5	8,2 »
Mikroclin .....	—	—	—	0,4	0,5	—	2,3	—	0,6	0,8	0,5	0,4	0,4 »
Quarz .....	5,1	15,7	8,9	55,8	36,0	34,7	33,4	37,3	28,5	14,1	29,1	26,3	27,1 »
Hornblende .....	—	16,7	—	—	—	—	—	31,1	3,5	25,2	—	—	6,4 »
Biotit .....	34,4	32,5	25,1	10,0	15,9	14,9	13,6	—	3,0	9,3	21,5	21,9	16,8 »
Chlorit .....	0,2	—	—	—	0,8	1,0	0,1	3,3	1,1	0,3	—	—	0,6 »
Muskowit .....	—	—	—	17,4	0,4	2,0	13,8	0,3	2,9	0,2	2,4	4,3	3,6 »
Granat .....	—	0,3	—	0,1	—	—	1,2	4,2	0,3	—	0,2	0,6	0,6 »
Titanit .....	2,1	—	1,6	—	0,3	0,2	—	0,9	0,1	1,9	—	—	0,6 »
Apatit .....	0,8	1,6	0,8	0,1	—	—	0,3	0,2	0,3	0,1	0,5	0,3	0,4 »
Calcit .....	1,1	—	—	0,7	—	—	—	—	—	—	0,2	0,1	0,2 »
Erz .....	—	1,2	0,1	0,2	—	—	0,6	20,1	0,2	0,2	0,5	2,1	0,4 »

## Fortsetzung Tabelle 2.

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

Nr.	507	506	516	510	512	501	498	572	568	605	613	589	588	586	Mittel
Albit-Oligoklas ..	23,1	22,7	11,8	23,0	28,5	15,9	24,4	14,6	22,8	24,3	27,7	29,3	29,5	—	21,7 Vol.-%
Klinoisit-															
Epidot ....	1,0	1,2	0,1	—	—	25,7	3,2	—	0,1	0,5	7,1	14,8	—	—	3,9
Quarz .....	5,1	4,9	3,4	9,8	9,5	0,7	4,8	20,1	13,6	5,2	7,3	0,8	2,1	—	6,0
grüne Hornblende .	50,7	64,6	78,8	38,2	52,7	55,1	47,9	36,1	55,1	63,5	55,2	49,0	59,4	96,3	57,6
Biotit .....	0,1	0,2	0,3	20,3	5,7	—	9,6	23,1	1,1	1,5	0,2	—	1,2	2,1	4,5
Chlorit ....	0,7	0,2	0,4	4,5	0,2	0,8	4,8	3,1	2,6	0,3	1,7	0,7	—	—	1,3
Muskowit ..	—	—	—	—	—	0,7	0,2	—	2,0	—	0,1	—	—	—	0,2
Granat ....	—	—	—	0,1	—	—	4,1	0,9	—	—	—	—	—	—	0,3
Titanit ....	19,1	6,0	—	0,1	—	1,1	0,1	—	—	3,8	—	5,0	0,5	0,6	2,6
Apatit .....	0,2	0,2	0,5	0,7	0,6	—	0,4	0,4	0,3	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4
Calcit .....	—	—	0,5	—	1,0	—	—	0,1	0,5	—	—	—	5,6	0,3	0,5
Erz .....	—	—	4,2	3,3	1,8	—	0,5	1,6	1,9	0,5	0,3	—	1,3	0,2	1,0



gefüge dafür sprechen, dass es sich um primär basische Ergussgesteine handelt. Goldschmidt (1921 S. 11—13) hat bereits auf die basaltartige chemische Zusammensetzung eines solchen Gesteins von Naversnes (Finnøy) und auf den tuffartigen Charakter des Nebengesteins hingewiesen. Diese Meta-Pyroklastika und Metaeffusiva sind durch die kaledonische Metamorphose in Amphibolite und Glimmerschiefer umgeformt worden, wobei die Primärstrukturen meistens zerstört wurden. Deshalb war eine Differenzierung in dem relativ grossen Rahmen dieser Kartierung im Masstab 1 : 50 000 nicht möglich. Die Bezeichnung Metabasite



*Figur 1. Wechsellagerungen von feldspatreichen Lagen mit Schichten, in denen Mafite dominieren. Metatuffite am Zufahrtsweg zur neuen Mole in Østhusvik/Rennesøy.*



in der Tafel 1 umfasst also alle basischen Pyroklastika und Effusivgesteine. Jedoch sollen einige Meta-Effusiva mit den makroskopischen und mikroskopischen Merkmalen metamorpher Basalte im folgenden gesondert beschrieben werden.

Die Metatuffe und -tuffite lassen sich analog zu den basischen Meta-Pyroklastika der Halbinsel Strand in zwei Gruppen einteilen. In der ersten Gruppe dominieren die Feldspat-Klinozoisit-Quarz-Komponenten, in der zweiten hingegen die Hornblende-Biotit-Chlorit-Komponenten (Figur 1). Wie auch schon bei den Quarz-Feldspat-Gneisen bemerkt, ist der metamorphe Rekristallisationsgrad der Tuffe und Tuffite im Zentrum des Boknfjords höher als in der südöstlichen Küstenregion (siehe S. 81 f.f.).

#### Amphibolite, -metamorphe Basalte.

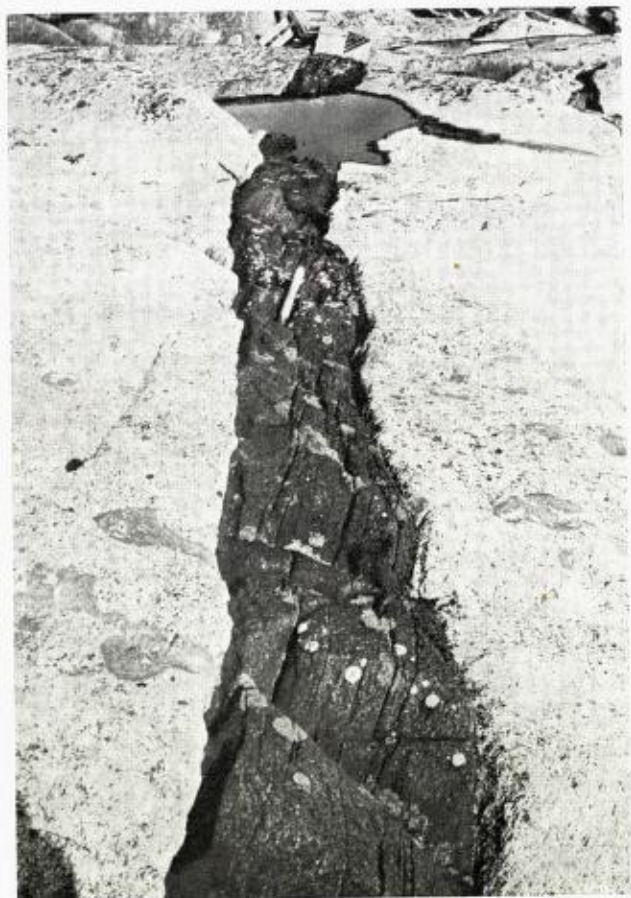
Im SW der Insel Finnøy wurden in den letzten Jahren durch den Neubau der Küstenstrasse bei Lastein und Risneset massige Amphibolite aufgeschlossen, die mehrere zehner Meter mächtig in die pyroklastischen Metasedimente eingelagert sind. Nur wenige hundert Meter entfernt befindet sich das von V.M. Goldschmidt (1921) untersuchte basaltoide Gestein von Naversneset. Diese massigen ungeschichteten Gesteine lassen partiell noch richtungslos körnige Gefüge erkennen, welche jedoch durch die metamorphe Rekristallisation stark kornvergrößert sind. Ähnliche Gesteine am Førsvollvatn auf Rennesøy zeigen Strukturen, die pillow-Laven gleichen.

Die diskordanten Förderkanäle solcher Basalte lassen sich im hier untersuchten Raume nur selten erkennen, da alles von Metavulkaniten und den hangenden Sedimentserien bedeckt ist. Jedoch kann man im SE Rennesøys gegenüber Kvitholmen eine solche Förderspalte in Metaarkosen (Figur 2) beobachten. Im südlich angrenzenden Nachbarbereich ist mit dem Vardaberg auf Åmøy ein recht gut erhaltener Förderschlot erhalten, der in Metaarkosen und Phylliten steckt. Die Gesteine des Schlotes variieren mineralogisch und chemisch ein wenig, stellen aber eindeutig Metabasalte bzw. Metadolerite dar. Neben sehr gut erhaltenen magmatischen Gefügen ist auch noch primärer Pyroxen vorhanden. Einige metamorphe Basalte des hier untersuchten Raumes sind in der Tabelle 3 enthalten. In keiner Probe finden sich Relikte des primären Mineralbestandes. Den grössten Volumenanteil nehmen die mafischen

Tabelle 3. *Amphibolite, -metamorphe Basalte.*

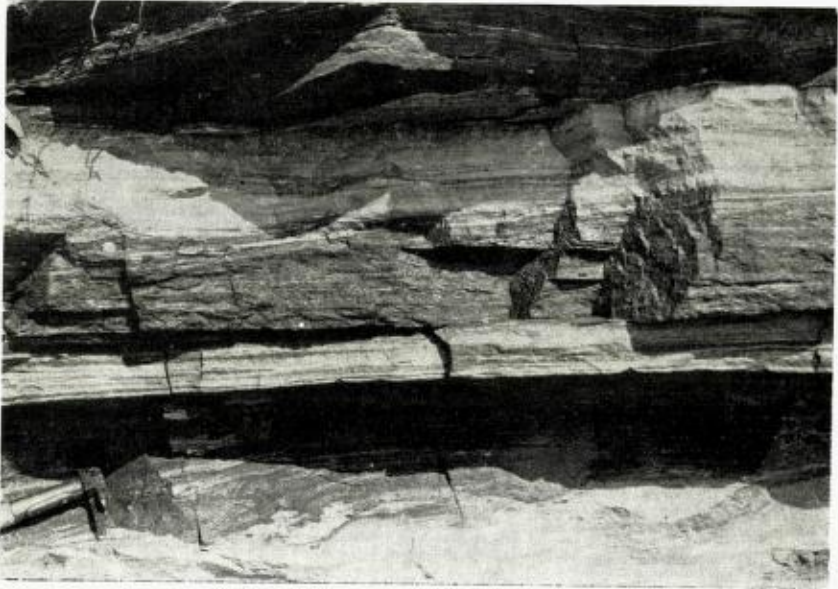
Nr.	505	504	521	518	525	508	502	581	Mittel	Vol.-%
Albit-Andesin	28,1	33,6	26,9	24,8	25,4	22,5	29,9	28,1	27,4	»
Klinozoisit-Epidot	2,7	0,3	0,1	0,8	6,4	1,0	5,4	3,9	2,6	»
Quarz	7,5	6,1	1,2	3,8	4,2	8,9	8,6	1,8	5,3	»
grüne Hornblende	26,1	44,5	65,3	61,5	60,3	56,8	35,4	61,3	51,4	»
Biotit	30,8	5,5	—	1,1	—	2,5	12,5	1,6	6,7	»
Chlorit	—	3,2	—	3,8	—	—	1,0	—	1,0	»
Granat	0,1	0,3	0,2	—	—	—	—	—	0,1	»
Titanit	2,6	0,1	3,1	1,3	3,1	0,5	0,7	3,0	1,8	»
Apatit	0,6	0,6	0,4	0,3	0,2	1,1	1,0	0,3	0,6	»
Calcit	0,5	0,6	2,7	2,6	0,3	0,2	0,5	—	0,9	»
Erz	1,0	5,2	0,1	—	0,1	6,5	5,0	—	2,2	»

Minerale ein. Die grüne Hornblende dürfte weitgehend aus primären Augiten hervorgegangen sein. Die Bildung von Biotit und Chlorit auf Kosten der Hornblende ist in den untersuchten Proben sehr unterschiedlich gewesen. Auch die Intensität der Saussuritisierung schwankt stark. Doch geht sie anscheinend nicht parallel mit der Schichtsilikatbildung. Wie schon bei den Metatuffen (Müller und Wurm 1970 S. 38) erhebt sich auch hier die Frage, ob während der Metamorphose überall genügend Wasser für die retrograde Schichtsilikatbildung zur Verfügung gestanden hat. Zum anderen scheint die Metamorphose im Bereich des

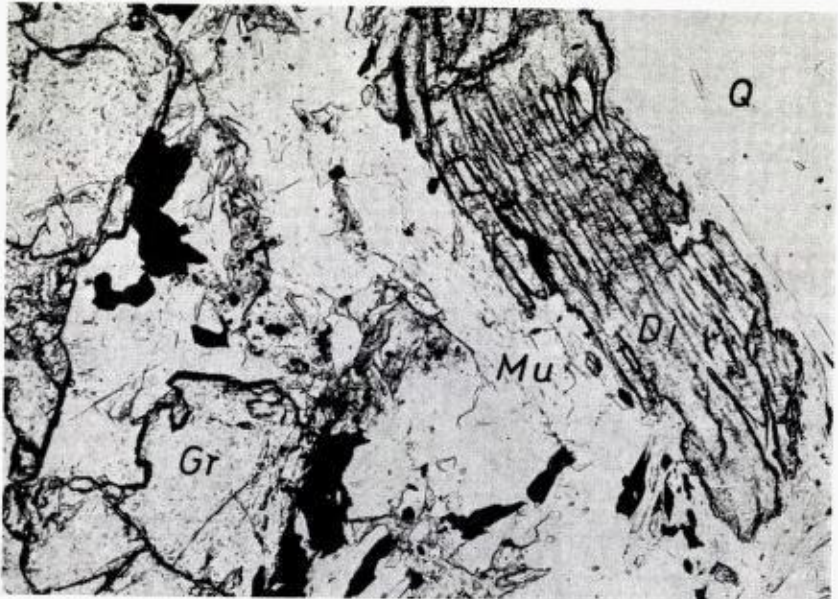


*Figur 2. Basaltische Förderspalle in den Metaarkosen gegenüber Kvitholmen/SE-Küste Rennesøy.*





Figur 3. Wechsellagerung von Karbonaten und Tuffiten. S-Küste Talgje.



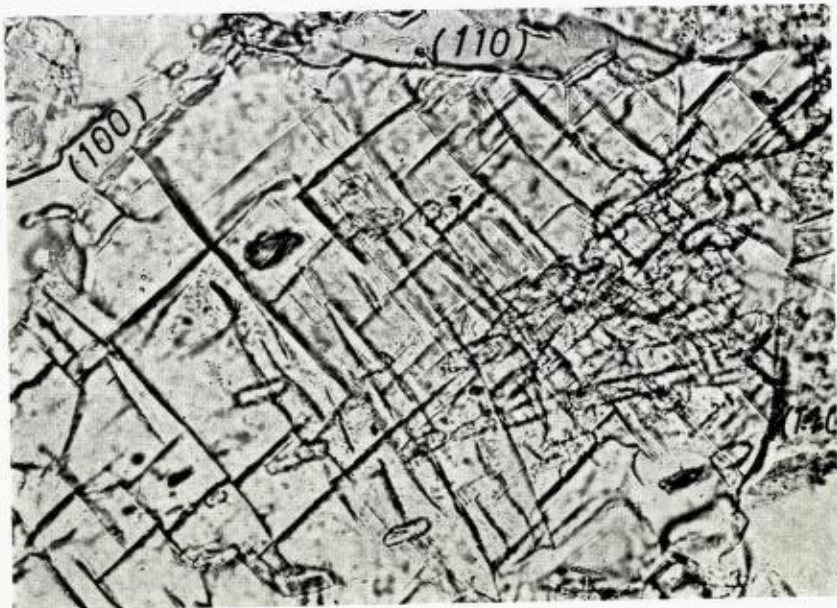
Figur 4. Disthen neben Quarz, Muskowit, Almandin und Calcit in einem Granat-Glimmerschiefer. Vergrößerung 200-fach, Probe 587 Helgøy.



Boknfjords einen höheren Grad erreicht zu haben, wie das Auftreten von anorthitreicheren Plagioklasen in den Amphiboliten zeigt. Darauf wird noch in den folgenden Abschnitten zurückzukommen sein. Quarz ist in den Amphiboliten eine metamorphe Neubildung. Sowohl bei der Hornblende- und Schichtsilikatbildung auf Kosten von Pyroxen, als auch bei der Saussuritisierung wird Quarz frei.

### Wechsellagerungen von Metatuff- und Marmorlagen.

Die Metabasite werden von unreinen Karbonatgesteinen überlagert. Der Grenzbereich zwischen den beiden Horizonten ist breit und kontinuierlich. Er ist im Norden des Untersuchungsraumes auf Hidle—Helgøy—Tjul—S-Sjernarøy und im Süden auf S-Talgje aufgeschlossen. Basische Tuffite werden zunehmend karbonatreicher und gehen in scharfe Wechsellagerungen von Tuffit- und Marmorlagen über (Figur 3). In diesem Horizont treten auch wieder untergeordnet metamorphe Quarz-Ton-



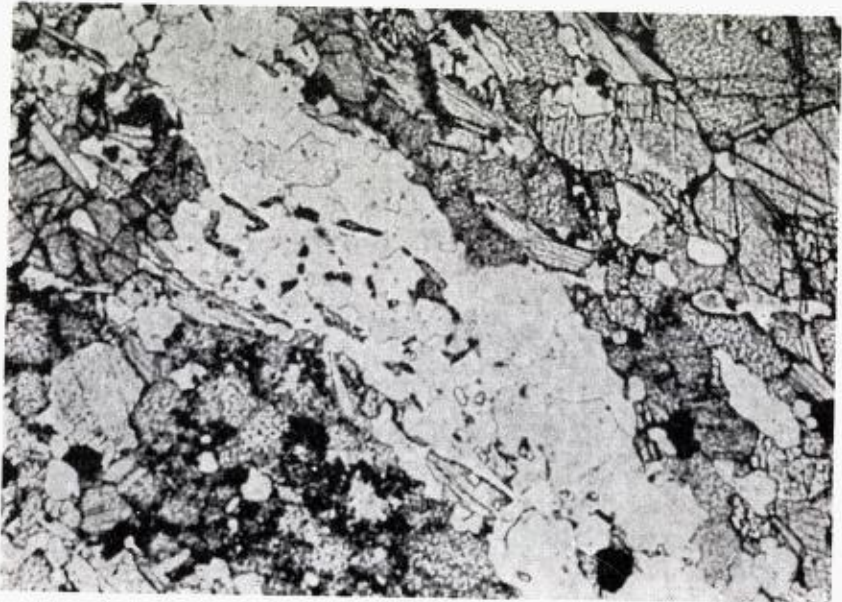
Figur 5. Skapolith, Schnitt  $\perp$  optische Achse, mit Flächen (110) und (100), sowie den Spuren der Spaltbarkeit nach (100). Vergrößerung 200-fach, Probe 591 N-Hidle.

Gesteine auf, welche als Granat-Glimmerschiefer vereinzelt Disthen führen (Figur 4), wie z. B. auf Helgøy und ausserhalb des hier untersuchten Raumes bei Folaviki (Rennesøy). Die nebenstehende Modalanalyse charakterisiert ein solches Gestein von der Insel Helgøy: Quarz 58,9, Albit 0,4, Muskowit 22,8, Biotit 4,7, Disthen 0,4, Granat 10,7, Titanit 0,6, Calcit 0,6 und Hämatit 0,9 Vol.-%.

In der Tabelle 4 ist der Mineralbestand von einigen Marmor-Tuff-Wechsellagerungsgesteinen enthalten. Bezeichnend ist die Probe 523 von Gardsnes lykt (S.Talgje) aus der a) eine karbonatische Lage und b) eine tuffitische analysiert wurde.

Calcit findet sich in allen karbonatischen Gesteinen, hingegen ist Dolomit nicht immer vorhanden. Lediglich an der Südküste von N-Talgje dominiert Dolomit. Auf Hidle findet sich in tuffitisch unreinem Marmor neben Calcit und Dolomit auch Skapolith (Figur 5).

Neben den tuffogenen Komponenten enthalten die Marmorschichten untergeordnet Lagen klastischen Quarzes, Mikroklin, saure Plagioklase, Granitgerölle und Serizitlagen (Figur 6).



*Figur 6. Quarzitlage in unreinem Marmor. Vergrößerung 20-fach, Probe 585 Helgøy.*

Tabelle 4. Wechsellagerungen von Metatuff- und Marmorlagen.

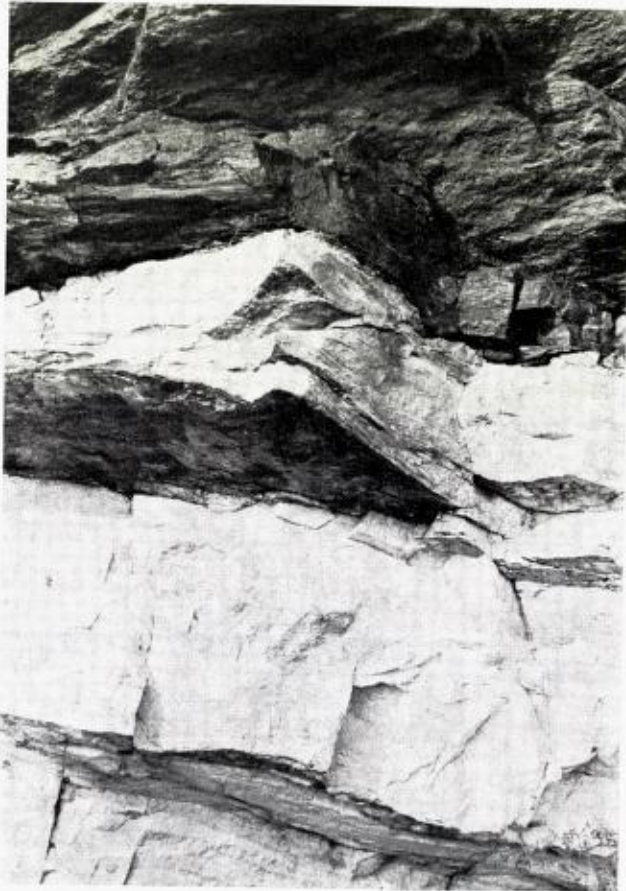
Nr.	523a	523b	529	528	527	526	591	573	575	567a	567b	580	522	585	Vol.-%
Calcit <sup>1)</sup> .....	64,8	0,1	42,9	—	2,6	7,8	29,5	22,8	7,3	röntg. röntg.	röntg.	7,9	64,5	64,0	»
Dolomit <sup>2)</sup> .....	röntg.	—	—	—	—	—	röntg. röntg.	—	—	39,8	31,0	—	röntg. röntg.	—	»
Plagioklas .....	17,8	23,1	27,1	11,6	41,0	22,3	22,5	31,3	—	39,9	4,0	3,7	16,7	6,9	»
Klinozoisit .....	—	—	1,4	28,5	6,1	13,4	0,4	0,4	45,3	0,4	39,5	1,2	—	2,9	»
Zoisit .....	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	»
Skapolith .....	—	—	—	—	—	—	8,6	—	—	—	—	—	—	—	»
Mikroklin .....	—	—	0,5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,7	—	»
Quarz .....	3,9	6,5	11,4	34,9	32,4	21,3	20,7	3,3	5,3	1,5	0,1	4,3	10,1	17,9	»
Diopsid .....	—	—	—	—	—	—	—	—	7,5	—	—	—	—	—	»
grüne Hornblende .....	1,0	53,6	11,8	0,3	1,0	23,6	—	—	29,3	17,9	23,9	—	—	—	»
Aktinolith .....	—	—	—	—	—	—	—	36,8	—	—	—	—	—	—	»
Biotit .....	11,3	0,6	1,7	18,1	6,5	3,8	8,6	1,9	1,1	—	—	80,9	—	—	»
Chlorit .....	—	3,6	—	—	1,3	0,2	—	—	—	—	0,6	—	—	—	»
Muskowit .....	—	—	—	—	3,0	—	6,3	—	—	—	—	—	4,8	6,3	»
Granat .....	—	—	—	4,8	4,4	3,2	—	—	—	—	—	—	—	—	»
Titanit .....	0,1	6,2	0,2	0,2	—	0,4	0,7	0,9	2,9	0,2	0,3	1,2	0,4	0,2	»
Apatit .....	0,3	0,3	0,7	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5	1,2	0,3	0,1	0,8	—	0,2	»
Erz .....	0,8	1,4	2,3	1,1	1,2	3,6	2,5	1,6	0,1	—	0,5	—	1,8	1,6	»

1) Neben Calcit konnten in den Proben Nr. 523 a, 591, 573, 522 und 585 Gehalte von Dolomit < 5 % röntgenographisch ermittelt werden.

2) Neben Dolomit konnten in den Proben Nr. 567 a und b Calcitgehalte von < 3 % ermittelt werden.



Auf N-Talgje (S-Küste am Kabel nach Finnøy) kann der Kontakt eines Basaltes gegen die unreinen Marmore beobachtet werden. Hier kam es zu intensiven metamorphen Reaktionen zwischen dem Dolomit-Calcit-Marmor und dem Ergussgestein. So wurde am Kontakt (Figur 7) der gesamte Plagioklas des Basaltes in Klinozoisit-Epidot umgewandelt (Probe 575 Tab. 4). Ausserdem wurden 7.5 Vol.-% Diopsid gebildet. Das Gestein ist als Diopsid-Hornblende-Epidotfels zu bezeichnen. Aber auch in den Tufflagen des Marmors (567 b Tab. 4) ist die Bildung von Epidotmineralen mit 39,9 Vol.-% sehr ausgeprägt.



*Figur 7. Kontakt Diopsid-Epidotfels gegen Dolomit-Calcit-Marmor.  
S-Küste von N-Talgje.*





Figur 8. Diopsidblast mit kleinen Einschlüssen von grüner Hornblende neben Calcit und Hornblende Vergrößerung 200-fach, Probe 575 N-Talgje.

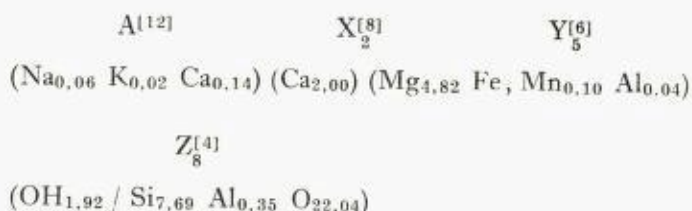
Im Westteil von N-Talgje findet sich Aktinolith in den Tuff-Marmor-Gesteinen (Tab. 4 Nr. 573). In dieser Serie wechsellagernder Karbonat- und Tufflagen gibt es auch einzelne Horizonte relativ reinen Marmors, die nur wenige Meter mächtig sind. Sie wurden zeitweilig zum Kalkbrennen ausgebeutet (N. Talgje, Tab. 5 Nr. 574).

Tabelle 5. *Marmore.*

Nr.	434	574	570	
Calcit .....	76,3	röntg.	74,7	Vol.-%
Dolomit <sup>1)</sup> .....	—	97,3	—	»
Plagioklas .....	7,1	—	8,1	»
Klinozoisit .....	0,2	—	—	»
Quarz .....	13,5	—	9,8	»
Aktinolith .....	—	—	0,7	»
Biotit .....	—	—	1,0	»
Muskowit .....	2,3	2,1	3,9	»
Titanit .....	—	—	0,4	»
Apatit .....	0,5	0,1	0,5	»
Erz .....	0,5	0,1	1,3	»

<sup>1)</sup> Röntgenographisch in Probe 574 30 % Calcit.

Im Dolomit-Calcit-Marmor auf N-Talgje befinden sich Dezimeterbreite Klüfte, die mit blassgrünem langstengelig-fasrigem Amphibol und etwas Karbonat gefüllt sind. Die chemische Analyse einer Probe ergab 2,04 Gewichts-% Calcit und 97,75 Gewichts-% Amphibol. Aus der chemischen Analyse wurde auf der Basis von 46 Kationenvalezen für den Amphibol die folgende Strukturformel errechnet:



Es handelt sich also bei dieser Kluffüllung um einen Grammatit mit leicht Ca-Edenitischer Tendenz. Die Formel enthält mehr Ca als die 8-koordinierten Gitterplätze aufnehmen können.

Bemerkenswert sind ferner die sehr geringen Werte von Fe und Al. Offenbar zirkulierten ziemlich reine Kieselsäurelösungen auf den Klüften, die unter metamorphen Bedingungen mit dem Dolomit des Marmors zu Grammatit reagierten.

## Kaledonische Intrusivgesteine.

### *Meta-Mikroklingranite.*

Im Gegensatz zu den Lagergängen auf Halsøy—Bokn (Müller & Wurm 1969) und des Ormakam—Moldhesten (Müller & Wurm 1970) handelt es sich bei den kaledonischen Tiefengesteinen des hier untersuchten Raumes um kleinere Körper. Die Tabelle 6 zeigt, dass die Mineralzusammensetzung der Tiefengesteine metamorph-überprägten Mikroklingraniten entspricht. Sie unterscheiden sich also nicht grundsätzlich von den bisher beschriebenen Graniten. Lediglich die Probe 520 (Tab. 6) von Finnøy fällt durch ihren ausserordentlich hohen Mikroklinperthit-Gehalt und das fast völlige Fehlen von Mafiten aus dem Rahmen. Während alle anderen bisher untersuchten Proben Normalgraniten entsprechen, muss man die Probe 520 den Leukograniten zuordnen.

Das Tiefengesteinsgefüge ist in den Proben noch makroskopisch und mikroskopisch sehr gut erhalten. Jedoch ist eine metamorphe Rekristal-

Tabelle 6. *Granite.*

Nr.	609	578	491	520	412	
Mikroklinperthit . . . . .	23,8	26,9	18,2	47,5	23,4	Vol.-%
Plagioklas <sup>1)</sup> . . . . .	25,1	24,0	18,8	2,2	28,9	»
Klinozoisit . . . . .	2,2	1,3	0,8	0,2	0,4	»
Serizit-Muskowit . . . . .	0,4	0,2	—	2,1	1,7	»
Albit <sup>2)</sup> . . . . .	10,9	6,0	21,5	18,3	14,4	»
Quarz . . . . .	19,0	27,3	26,2	28,2	24,0	»
grüne Hornblende . . . . .	8,8	5,1	5,8	—	—	»
Biotit . . . . .	5,9	6,5	7,1	0,5	6,0	»
Chlorit . . . . .	—	—	—	—	0,3	»
Granat . . . . .	1,4	1,0	0,8	—	—	»
Epidot-Orthit . . . . .	0,6	0,2	<0,1	0,9	0,3	»
Apatit . . . . .	0,7	0,6	0,2	—	0,1	»
Calcit . . . . .	<0,1	0,1	—	<0,1	<0,1	»
Titanit . . . . .	<0,1	<0,1	<0,1	—	0,3	»
Magnetit-Ilmenit . . . . .	1,2	0,8	0,6	0,1	— <sup>3)</sup>	»

1) Der Plagioklas ist leicht saussuritisiert und serizitisiert, — soweit möglich wurde Klinozoisit und Serizit-Muskowit getrennt gezählt.

2) Albit ist z. T. magmatisch auskristallisiert, zum anderen aber metamorph auf Kosten des Mikroklinperthits (Sammelrekristallisation des Perthits) gebildet worden.

3) Die Probe 412 enthält 0,3 Vol.-% Fluorit.

lisation, vor allem der dunklen Gemengteile, und eine gewisse tektonische Beanspruchung der Minerale deutlich ausgeprägt.

### *Pegmatite.*

Im gesamten Untersuchungsgebiet lassen sich gangförmige Pegmatite beobachten. Sie häufen sich besonders im Raume SE-Rennesøy—Brimsøy—S-Talgje. Während Finnøy pegmatitfrei erscheint, finden sich die Pegmatite wieder auf N-Talgje—Sjernerøy. Meist lassen sich die diskordanten Gänge 50—100 Meter weit verfolgen (Figur 9).

Ihre Mächtigkeit schwankt im Streichen zwischen wenigen Dezimetern und mehreren Metern. Es lassen sich aber auch ganz kleine pegmatitische Spalten- und Kluffüllungen beobachten.

Die Zusammensetzung der pegmatitischen Gangfüllungen schwankt sehr stark, wie die Tabelle 7 zeigt. Selbstverständlich sind die point-





Figur 9. Quarz-Pegmatit-Gang. S-Küste Brimsøy.

counter-Analysen bei derart grobkörnigen Gesteinen sehr ungenau. Es wurden 3 senkrecht aufeinander orientierte Dünnschliffe analysiert. Trotz allem sind die Unterschiede auffallend. So besteht der Pegmatit von Kvitholmen (SE Küste von Rennesøy) aus fast nur Mikroklinperthit mit einem Quarz-Salband, während sich die Pegmatitgänge von der S-Spitze der benachbarten Insel Brimsøy zu annähernd 90 % aus Quarz zusammensetzen.

Tabelle 7. *Pegmatite.*

Nr.	582	433	530	531	532	741	
Mikroklinperthit . . . . .	17,3	21,7	0,5	98,2	14,4	17,9	Vol.-%
Klinozoisit . . . . .	0,3	0,1	0,1	—	—	0,2	»
Serizit-Muskowit . . . . .	2,4	1,3	4,8	0,3	2,4	0,7	»
Albit . . . . .	58,1	52,2	5,3	—	3,9	52,5	»
Quarz . . . . .	21,1	24,2	88,4	—	79,3	28,2	»
Biotit . . . . .	—	0,4	—	1,4	—	—	»
Granat . . . . .	0,5	—	—	—	—	—	»
Calcit . . . . .	0,2	—	0,9	—	—	0,4	»
Titanit . . . . .	—	—	—	—	—	0,1	»
Erz . . . . .	0,1	0,1	—	0,1	—	—	»



Es ist anzunehmen, dass es sich bei den Pegmatiten um Restlösungen der Lagergangintrusionen handelt. Die Häufung der Pegmatitgänge im Osten Rennesøys, aber auch ausserhalb des hier behandelten Raumes im NW-Teil der Insel Rennesøy hängt wahrscheinlich mit einem grösseren Lagergang zusammen, der in mehreren Zungen im NE-Teil der Insel ausbeisst, offenbar aber in der Hauptmasse die Insel unterteuft und daher bisher nicht von der Erosion freigelegt ist.

### **Ablagerungsbedingungen der kambro-silurischen Sedimente**

Bei der Bearbeitung der kambro-silurischen Gesteine in den südöstlich angrenzenden Gebieten (Müller & Wurm 1969 und 1970) zeigte sich, dass oberhalb des obersten Tonhorizontes (3. Phyllithorizont) der Anteil pyroklastischen Materials zum Hangenden hin stark zunimmt. Ein grosser Teil der vulkanischen Förderprodukte wurde offenbar als Lockermassen abgelagert. Als Beimengungen finden sich häufig klastische Komponenten, wie Granitgerölle, saure Plagioklase, Mikrokline, Quarze und anderes mehr, oder es sind in die Tuffite Quarzsandlagen (Quarzite) und Feldspat-Quarz-Schichten (Metaarkosen) eingelagert. Das lässt auf einen küstennahen Initialvulkanismus schliessen. Bei der Ab- und Umlagerung des pyroklastischen Materials erfolgte offenbar eine Sichtung. Dabei kam es zu einer mehr oder weniger stark ausgeprägten Trennung der schweren dunklen von den leichten hellen Mineralen. Die gleichen Verhältnisse finden sich auf den zentralen Inseln (Figur 1).

Die höchsten Glieder der heute noch vorhandenen Serie zeichnen sich durch die ausserordentlich häufigen Wechsellagerungen von Tuffit- und Kalklagen ab. Sehr wahrscheinlich handelt es sich bei den Karbonaten um anorganische Ausfällungen. Ob diese Ausfällung mit der vulkanischen Aktivität in Zusammenhang stand, lässt sich derzeit nicht beurteilen.

### **Metamorphe Rekristallisation und Mineralneubildung**

Ein Vergleich der metamorphen Gesteine des zentralen Boknfjords mit denen des südöstlichen Festlandes und der küstennahen Inseln ist nur beschränkt möglich. Im Südosten des Fjordes ist vorwiegend die untere klastische Serie aufgeschlossen, im Zentrum hingegen die obere pyroklastisch-effusive, die mit Karbonaten wechsellagert. Jedoch ist der

mittlere Teil der Gesamtserie, mit den Metaarkosen, tuffitischen Meta-sandsteinen, Tuffiten und basischen Tuffen, also der Übergangsbereich von vorwiegend klastischen zu pyroklastischen Sedimenten im gesamten Untersuchungsraum vorhanden.

Von den metamorphen feldspatreichen Sandsteinen, die auf den zentralen Inseln nur von untergeordneter Bedeutung sind, wurden 13 Proben quantitativ untersucht. Vergleicht man nun deren mittleren Mineralbestand (Tab. 1 S. 64) mit dem der 25 Metaarkose-Proben, die von der Halbinsel Strand untersucht worden sind (Müller & Wurm 1970, Tab. 4 und 5), so fällt sofort auf, dass sich die Werte der prämetamorphen Plagioklasformen quantitativ stark unterscheiden. Die metamorphe Rekristallisation des Plagioklases ist im Zentrum sehr viel stärker fortgeschritten als im Küstenbereich. Auf den Inseln sind im Mittel nur noch 4,7 Vol.-% prämetamorpher Plagioklasformen erhalten, auf der Halbinsel Strand sind es hingegen noch 13,8 Vol.-%. Umgekehrt verhält sich die Menge metamorph rekristallisierten Plagioklases (Albit-Oligoklas-Andesin). Auf Strand sind es 24,4 Vol.-%, auf den zentralen Inseln 33,9 Vol.-%.

Auch Mikroklinperthit erscheint auf den Inseln deutlich stärker rekristallisiert als auf dem Festland, während Quarz wohl überall völlig umkristallisiert ist.

Die Saussuritisierung und Klinozoisitbildung ist auf Strand mit 5,3 Vol.-% im Mittel deutlich höher als in den Quarz-Feldspat-Gesteinen der zentralen Inseln, wo sie nur 2,4 Vol.-% ausmacht.

Bemerkenswert ist vor allem der Unterschied in den Biotit/Chlorit-Verhältnissen. Auf Strand ist das Verhältnis von Biotit zu Chlorit 4,4 : 1, auf den Inseln hingegen 57 : 1. Die Calcitgehalte sind in den Quarz-Feldspat-Gesteinen der zentralen Inseln mit 0,4 Vol.-% niedriger als auf dem Festland (2,0 Vol.-%).

Auch in den tuffitischen Gesteinen sind die prämetamorphen Plagioklasformen auf dem Festland (19,1 Vol.-%) viel häufiger erhalten als auf den Inseln (3,6 Vol.-%). Hingegen verhält sich der rekristallisierte Plagioklasanteil umgekehrt, nämlich 14,5 : 31,1 Vol.-%. Wie schon für die Metaarkosen beobachtet, ist auch in den Metatuffiten der Strand-Halbinsel die Saussuritisierung und Klinozoisitbildung (16,7 %) viel ausgeprägter als auf den Inseln (8,2 %).

Die Hornblende/Biotit/Chlorit-Verhältnisse betragen auf den Inseln 6,4 : 16,8 : 0,6 Vol.-%, auf dem Festland hingegen 2,4 : 12,8 : 6,0 Vol.-%. Wie schon für die Metaarkosen festgestellt, ist die Chloritbildung auf



den Inseln ausserordentlich gering gewesen. Auf dem Festland hingegen macht Chlorit etwa 40 % der dunklen Gemengteile aus. Granat hat für die zentralen Inseln einen Mittelwert von 0,6 Vol.-%, für die Halbinsel Strand nur  $< 0,1$  Vol.-%.

Die gleichen Tendenzen ergeben sich bei einem Vergleich der Metatuffite mit vorherrschenden Hornblende-Biotit-Chlorit-Komponenten (Müller & Wurm 1970, Tab. 6 b und hier Tab. 2 b). Die retrograde Schichtsilikatbildung auf Kosten der Hornblende ist auf dem Festland sehr viel stärker ausgespät als auf den Inseln. Wie schon früher diskutiert (Müller & Wurm 1970, Figur 11), dürfte aber auch das örtliche Wasserangebot für die retrograde Umbildung der primär wasserfreien tuffogenen Mafite (basaltische Klinopyroxene usw.) eine grosse Bedeutung gehabt haben.

Bezeichnend für die Wechsellagerungen von Metatuffiten und Marmoren ist es, dass in relativ vielen Proben Quarz und Dolomit vorkommen. Es mag durch die primär sedimentäre Struktur diskreter Tuff-, Quarz- und Karbonatlagen bedingt sein, dass es nicht generell zu einer Reaktion unter Bildung von Aktinolith kam, wie z. B. in Probe 573.

Die Proben des höchsten stratigraphischen Horizontes im Boknfjord unterscheiden sich deutlich nach ihren Fundorten. Die Gruppe aus dem Gebiet S-Talgje—Brimsøy (Nr. 523—529) enthält gemessen an den Hornblende-Gehalten relativ viel Biotit und auch Chlorit. Die restlichen Proben aus dem Raume von N-Talgje—Hidle—Helgøy besitzen mit Ausnahme der Probe 567 b (0,6 Vol.-%) keinen Chlorit. Dafür treten Minerale auf, die für die Amphibolit-Fazies charakteristisch sind, nämlich Diopsid und Skapolith. Auf Helgøy enthält ein Granat-Glimmerschiefer Disthen. Es ergibt sich also aus diesen Beobachtungen eine stetige Zunahme des Grades der kaledonischen Regionalmetamorphose vom südöstlichen Festland her bis zu den zentralen Inseln des Boknfjords. Die Mineralparagenesen der Grünschieferfazies gehen sukzessive in die der Amphibolit-Fazies über.

### **Petrotektonik der höheren kambro-silurischen Serien**

Die Inselgruppe Sjernarøy, Finnøy und Sør-Talgje unterscheidet sich von den östlich und südöstlich angrenzenden Teilen des Stavanger-Gebietes (Müller & Wurm 1969 und 1970) durch das eindeutige Vorherrschen der älteren kaledonischen Deformationsphase. Die tektonische

Übersichtskarte (Tafel 2) zeigt die überwiegend NW-SE streichenden Faltenachsen des älteren Prägungaktes. Über weite Strecken hat die jüngere Deformation nur eine weitgespannte Wellung der älteren (Ba-) Strukturen um meist etwa NE-SW streichende (Bj) Achsen bewirkt. Nur am Rande grösserer Inseln und auf einigen kleinen Schären lässt sich beobachten, dass es während des jüngeren Prägungaktes gelegentlich zu intensiverer Faltung kam (s. tektonische Übersichtskarte, Tafel 2). Generell hat sich der Einfluss der jüngeren Deformation gegen Osten und Südosten verstärkt. Die tieferen Glieder der kambro-silurischen Serie wurden dort von der jüngeren Prägung stärker erfasst.

In ihrer Mehrzahl verlaufen die jüngeren Faltenachsen parallel zum Streichen des kaledonischen Gebirges. Es ergibt sich daher ein genetischer Zusammenhang zwischen der jüngeren Deformation der Gesteine und der orogenen Einmündung. Die ältere Prägung, welche eine Einengung senkrecht zum Streichen der Geosynklinale bewirkt hatte, war zum Zeitpunkt der orogenen Einsenkung schon abgeschlossen und hatte eine schwache Versteifung der Gesteine bewirkt. Das ist wohl der Grund dafür, dass die Intensität der jüngeren Deformation im Sinne einer disharmonischen Faltung generell von unten nach oben abnimmt. Letztere ist daher im hier untersuchten Zentrum des Troges nur sporadisch anzutreffen.

Die Vergenz der *älteren* Faltung ist in der Sjernerøy-Gruppe deutlich nach SW gerichtet. Auf Finnøy und Brimsøy kann die Richtung des tektonischen Transportes oft nicht eindeutig bestimmt werden. Im Norden von Sør-Talgje lässt sich eine deutliche Vergenz-Scheitelung beobachten (s. Tafel 2). Zwischen den Inseln Langholm (NE-Vergenz) und Kobbholm (SW-Vergenz) kann sie auf wenige Zehnermeter genau lokalisiert werden. Die jüngeren Falten weisen eine einheitliche tektonische Transportrichtung nach SE auf. Damit gehört dieses Gebiet nach seinem tektonischen Baustil zur Strand-Halbinsel (Müller & Wurm 1970) und zur Inselgruppe Randøy—Fogn (Müller & Wurm 1969).

Das Profil I (Tafel 3) verläuft etwa senkrecht zur Richtung der älteren Achsen und verdeutlicht die Gross-Struktur des Inselgebietes zwischen Bjergøy und Brimsøy:

Die Insel Finnøy liegt im Zentrum einer weitgespannten Antiklinale mit flachem NE- und steilerem SW-Flügel. Die Metabasite erreichen auf dieser Insel ihre grösste flächenhafte Verbreitung. Sie werden auf Nord- und auf Sør-Talgje von karbonatreichen Metatuffiten überlagert. Beide Inseln liegen etwa in den Achsen von flachen Synklinalen. Die



Lagerungsverhältnisse auf Bjergøy deuten auf ein flexurartiges rasches Abbiegen des präkambrischen Untergrundes hin. Die Oberfläche der subkambrischen Penepplain hat weitgehenden Einfluss auf die Grossstruktur des Gebietes (Müller & Wurm 1970). SW Brimsøy tauchen die tieferen Schichten dagegen nur allmählich auf. Es entsteht somit das Bild einer sehr weitgespannten, schwach SW-vergenten Wellung der kambro-silurischen Gesteine um NW-SE gerichtete Ba-Achsen. Ihr entsprechen analoge Gross-Strukturen um NE-SW gerichtete Bj-Achsen z. B. im Bereich der Strand-Halbinsel (Müller & Wurm 1970).

Vergleicht man die Richtungen der gefügeprägenden Faltenachsen mit den Umrissen einiger Inseln, so zeigt sich eine deutliche Beziehung zwischen Morphologie und tektonischem Bauplan. Besonders deutlich wird dies auf Sør-Talgje, wo die schwache Änderung des Achsenstreichens durch die leicht gekrümmte Küstenlinie nachgezeichnet wird.

Auf einzelnen im Fjord liegenden sehr kleinen Inseln (z. B. Tråde, Mjølsholm) wurde wiederholt eine besonders intensive zweiaktige Verfaltung beobachtet. Sie hat das Gestein versteift und ihm damit grössere Widerstandsfähigkeit gegenüber der Abtragung verliehen.

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

Die Gesteine des Stavanger-Gebietes waren während der kaledonischen Orogenese maximal den Bedingungen der Amphibolit-Fazies unterworfen. Entsprechend blieben primäre stoffliche Trennflächen erhalten und wurden bei der Faltung als mechanisch wirksame s-Flächen deformiert. Entlang der Gesteinsgrenzen lässt sich deshalb der tektonische Baustil besonders gut erkennen. Mehrfache Wechsellagerung und gleitende Übergänge führen allerdings häufig dazu, dass ihr Verlauf in der Karte nur angenähert darzustellen ist. Die Karte und Profile (Tafel 1 und 3) zeigen deutlich die weit verbreitete flache Lagerung. Die Verfaltung im Meter- bis Zehnermeterbereich ist nicht darstellbar. So ist auch die Stellstellungszone auf Bjergøy etwas übertrieben gezeichnet. An der Ostseite der Insel ist eine treppen- oder wellblechartige Verformung der Metabasite und Feldspatgneise mit steil nach SW geneigtem Falten- spiegel zu beobachten. Die annähernd kongruenten Falten deuten auf eine Entstehung durch Gleitvorgänge im Zusammenhang mit der Deformation des starren präkambrischen Untergrundes hin. Analoge Falten-

und Deformationsbilder wurden im variskisch gefalteten Altkristallin der Ostalpen beobachtet und als Ableitungsvorgänge über einem starren und eventuell gestuften Untergrund gedeutet (Wurm 1967).

Die kaledonischen Intrusivkörper stossen meist mit scharfer Grenze gegen die umgebenden metaklastischen Gesteine, deren s-Flächen und B-Lineationen häufig abgelenkt sind. Dies ist ein Hinweis auf eine syntektonische Intrusion der äusserlich massigen Magmatite.

#### Tektonische Verhältnisse der klastischen Gesteine.

Die Faltbarkeit wird auch im oberen Teil der kambro-silurischen Serie vom Gesteinsaufbau bestimmt. Allen Schichtgliedern ist im Untersuchungsgebiet ein häufiger Wechsel von feinschichtigen mit mehr grob-bankigen Partien gemeinsam. Diesen gleichartigen strukturellen Voraussetzungen entsprechend haben die Gesteine aller zentralen Inseln auf die tektonischen Beanspruchungen ziemlich homogen reagiert. So bestimmt das Gesetz der Stauchfaltengrösse Wellenlänge und Intensität der Faltung.

#### Tektonische Verhältnisse der Lagerganggesteine und Pegmatite.

Beide Gesteinstypen erscheinen von der kaledonischen Tektonik äusserlich nur sehr gering beeinflusst. Die Intrusiva sind annähernd schichtparallel in die kambro-silurischen Sedimentgesteine eingedrungen und wurden randlich von der kaledonischen Tektonik beansprucht. Dagegen zeigen die Pegmatitgänge zum grossen Teil diskordante Lagerung und nur vereinzelt Spuren tektonischer Einflüsse. Nach dem geologisch-tektonischen Befund sind die Pegmatite mit zeitlichen Abstand von den Intrusiva entstanden. Ihre Kristallisation ist etwa spät syn- bis post-tektonisch, das der Lagerganggesteine syntektonisch anzunehmen.

### Zusammenfassung

Auf der Basis einer geologisch-petrographischen und tektonischen Kartierung (1 : 50 000) wurde in dieser und den zwei vorhergegangenen Untersuchungen (Müller & Wurm 1969 und 1970) ein Profil der gesamten kambro-silurischen Gesteinsserie des Boknfjord-Troges bearbeitet. Da diese Serie ein generelles Einfallen nach NW zeigt, schreitet man von SE nach NW ständig in stratigraphisch höhere Horizonte vor. Aus diesem Profil wurden bisher 360 Proben mikroskopisch, zum Teil röntgenographisch und chemisch untersucht. Vorwiegend aus der Kartierung und etwa 200 quantitativen Modalanalysen ergibt sich folgender Aufbau der kambro-silurischen Serie: Auf die subkambrische Penepalin wurden in Senken grobklastische Schotter und Sande abgelagert, die heute als Konglomerate und Basissandsteine vorliegen, jedoch keine zusammenhängende Verbreitung besitzen. Darauf folgte im Osten und Südwesten des Stavanger-Gebietes die Sedimentation von häufig miteinander wechsellagernden Tonen, feinkörnigen Quarzsanden und Karbonaten. Diese Gesteine liegen heute in einem Phyllithorizont vor. Sie fehlen, wie auch der ihnen auflagernde Metaarkosehorizont im Gebiete der Halbinsel Strand. Dieses Areal ist offenbar bis zum Einsetzen einer zweiten Phase der Tonsedimentation eine Schwellenregion gewesen. In den Metasandsteinen zwischen dem unteren und oberen Phyllithorizont finden sich auf Randøy, Halsnøy und Fogn bereits geringmächtige Lagen basischer Metatuffe. Die Metasandsteine enthalten häufig phyllitführende Typen.

Der obere Phyllithorizont bedeckt den gesamten Untersuchungsraum. Seine Zusammensetzung unterscheidet sich nur geringfügig von der des ersten Phyllites. Auch hier beobachtet man zahllose Wechsellagerungen primär tonigen und sandigen Materials, die zuweilen horizontale Faziesübergänge erkennen lassen. Der obere Phyllithorizont geht kontinuierlich in hangende Metasandsteine über. Lokal ist sogar in diesen ein mehrere Meter mächtiger dritter Phyllithorizont ausgebildet (Randøy, Fogn, Ramnåsfjell).

Zum Hangenden hin werden die Metasandsteine immer reicher an basischen tuffogenen Beimengungen und gehen in Tuffite und Tuffe über. Die basischen Metatuffe enthalten Amphibolitbänke, deren Gefüge auf primäre Basalte hindeuten (Finnøy, Sjernarøy). Eine solche Deutung hat auch schon Goldschmidt (1921) vertreten.

Den Abschluss der Sedimentserie bilden Karbonat-Tuff-Wechsel-



lagerungen, die jetzt als komplex zusammengesetzte Marmor-Silikat-Metamorphite vorliegen. Auch an diesem obersten Teil der kambro-silurischen Sedimentserie haben ehemalige klastische Sedimente einen untergeordneten Anteil.

Der untere Teil der Serie vermittelt das Bild einer ständig wechselnden Sedimentation, welche durch eine diskontinuierliche Absenkung und episodische Erweiterung des Troges bedingt gewesen sein dürfte.

In der Richtung des Einfallens der kambro-silurischen Sedimentserie, also von SE nach NW nimmt der Grad der Regionalmetamorphose kontinuierlich zu. 20 km E des Untersuchungsraumes liegen primäre Tone als schwach metamorphe Alaunschiefer vor und führen noch zahlreiche Fossilien mittelkambrischer Trilobiten (Henningsmoen 1952). Im hier bearbeiteten Profil im E und SE auf Randøy, Fister und Strand herrscht die niedrige Grünschieferfazies vor (Quarz-Albit-Muskowit-Chlorit-Paragenesen). Daneben treten auf Fogn, Halsnøy, Strand und den südlichen zentralen Inseln Quarz-Albit-Epidot-Biotit- und Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Paragenesen auf.

Bisher wurde kein Staurolith gefunden, aber im Zentrum des Boknfjords wurden Disthen-Almandin-Muskowit-Paragenesen auf Helgøy und ausserhalb der hier behandelten Inseln auf der Insel Rennesøy beobachtet. Auf die mindestens zeitweilige Einstellung der metamorphen Bedingungen der Amphibolitfazies deuten ferner das Auftreten von Diopsid und Skapolith auf N-Talgje und Hidle hin. Chlorit tritt zugunsten von Hornblende in den Gesteinen der nördlichen Inseln des zentralen Boknfjords völlig zurück. Eine weitverbreitete postdeformative Rekristallisation zeigt, dass die Metamorphose die Tektonik überdauerte.

Zwei tektonische Deformationsphasen kaledonischen Alters lassen sich im gesamten Raume des Boknfjords unterscheiden, eine ältere mit NW-streichenden Faltenachsen und die jüngere mit etwa senkrecht zur älteren gerichteten Faltenachsen. In den unteren Phylliten und Metaarkosen lassen sich Inhomogenitäten im Streichen und in der Neigung der kaledonischen Faltenachsen feststellen. Diese Erscheinung lässt sich auf das Relief der subkambrischen Peneplain zurückführen. Es ist hierbei bemerkenswert, dass mit der Änderung der Streichrichtung der jüngeren Faltenachsen die älteren stets mitschwenken. Somit bleibt der von beiden Achsenrichtungen eingeschlossene Winkel annähernd konstant. Dieses Verhalten spricht für die Eigenständigkeit des jüngeren Prägungsaktes ( $B \wedge B'$ -Tektonik) und gegen eine einfache Stauchung  $\perp$  Ba.



Das ganze Gebiet weist einen einheitlichen tektonischen Bauplan auf. Für die von Goldschmidt (1921) angenommene ptygmatische Faltung fanden sich keine Hinweise. Das zeigen auch Untersuchungen der Quarzkorngefüge, die zum eindeutigen Nachweis von Beziehungen zwischen den Quarz-Achsenregelungen und den beiden Deformationen im Felde führten. Ferner zeigte sich, dass die ältere Deformation eine sehr weitgehende Kornregelung herbeigeführt hat, während die jüngere Deformation nur in Bereichen sehr intensiver Wirksamkeit eine Umregelung der älteren Gefüge hervorrief.

Im bisher untersuchten Raum wurden zwei grosse Lagergänge, eine Reihe kleinerer Intrusionskörper und eine Anzahl gangförmiger Quarzfeldspat-Pegmatite aufgefunden. Sie entsprechen nur einem sehr geringen Anteil der von Goldschmidt (1921) als Magmatite und metasomatisch injizierte Metamorphite angesprochenen Gesteine.

Es handelt sich auch nicht um Trondhjemite, wie Goldschmidt sie vorwiegend bezeichnete, sondern um Normalgranite und Leukogranite. Diese Schmelzen intrudierten wahrscheinlich gegen Ende der tektonischen Aktivität, denn die magmatischen Gefüge blieben weitgehend erhalten. Jedoch tragen die Tiefengesteine alle Merkmale der kaledonischen regional-metamorphen Rekristallisation.

Die Kontakte der Granite gegen ihre Nebengesteine sind scharf. Für eine metasomatische Injizierung im Sinne V. M. Goldschmidts fanden sich keine Hinweise.

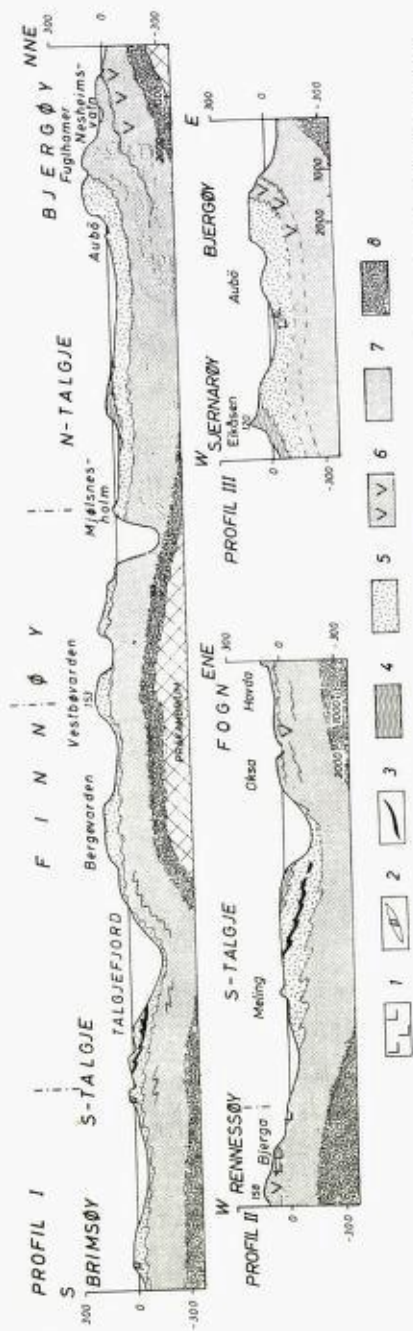
---

Den Herren Professoren Dr. T. F. W. Barth, Oslo, und Dr. F. Karl, Kiel, danken wir für ihre freundliche Unterstützung unserer Arbeiten. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bad Godesberg, sind wir für die Finanzierung eines grossen Teiles unserer Untersuchungen zu Dank verpflichtet.

## Literaturverzeichnis

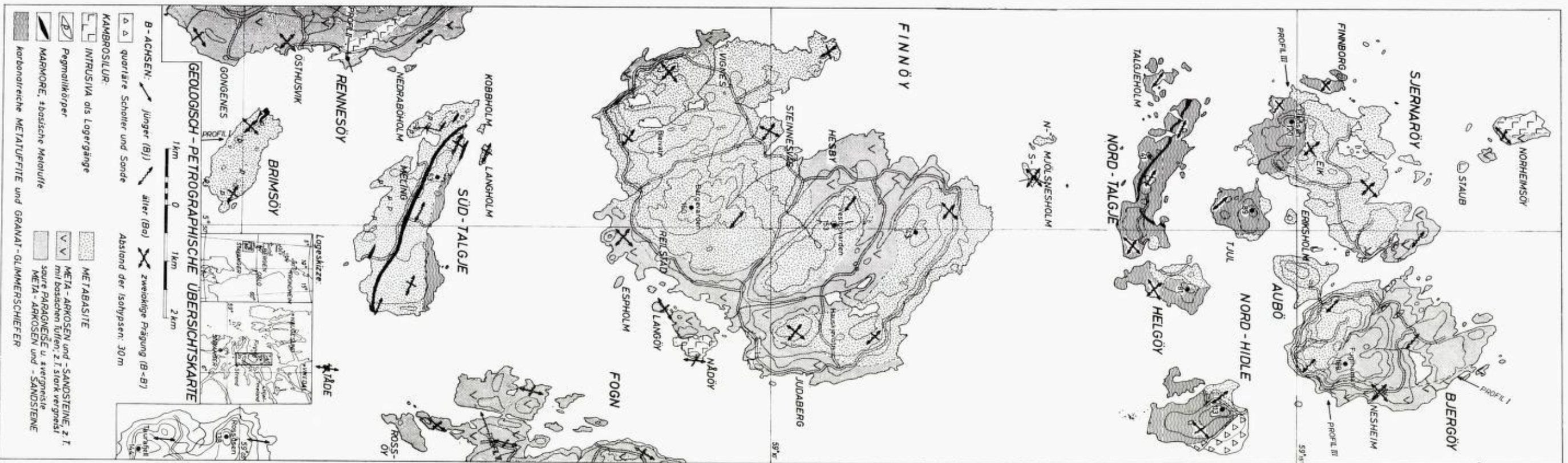
- GOLDSCHMIDT, V. M.* 1916: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegen. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge. Skr. Vid.-Selsk. Kristiania, 1. Mat.-Naturv. Kl., 1916 No. 2, 114 pp.
- GOLDSCHMIDT, V. M.* 1921: Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegen. V. Die Injektionsmetamorphose im Stavanger-Gebiet. Skr. Vid.-Selsk., 1. Mat.-Naturv. Kl., 1920 No. 10, 142 pp.
- HENNINGSMOEN, G.* 1952: Early Middle Cambrian fauna from Rogaland, SW Norway. Norsk Geol. Tidsskr. 30, 13—31.
- KALDHOL, H.* 1909: Fjeldbygning i den nordøstlige del af Ryfylke. Norges Geol. Undersøk. 49, V. 59 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.
- MÜLLER, G.* und *WURM, F.* 1970: Die Gesteine der Halbinsel Strand. Beiträge zur Metamorphose und zum Aufbau der kambro-silurischen Gesteine des Stavanger-Gebietes II. Norges Geol. Undersøk. 267, 55 pp.
- REUSCH, H.* 1913: Tekst til geologisk oversiktskart over Sundhordland og Ryfylke. Norges Geol. Undersøk. 64, 83 pp. 595 pp.
- WURM, F.* 1967: Petrographie, Metamorphose und Tektonik der Glimmerschiefergruppe in der südöstlichen Saualpe in Kärnten. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18, pp. 151—206.

Manuscript received in January 1970, revised in May 1970.

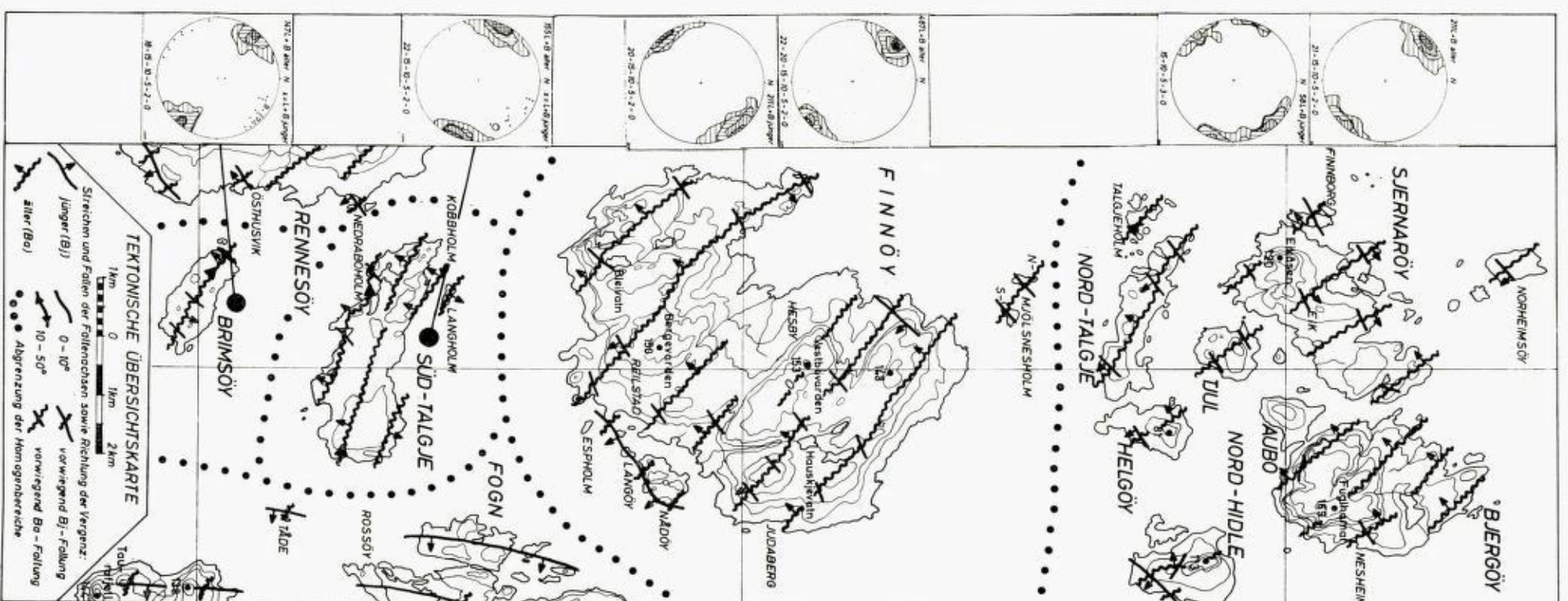


Tafel 3. Geologische Schnitte durch den zentralen Bøknfjord. Länge: Höhe = 1 : 3. Lage der Profile in Tafel 1.  
 1. Kaledonische Intrusiva, 2. Pegmatite, 3. Marmor ± basische Metatuffe, 4. karbonatführende Metatuffite und Granat-Glimmerschiefer, 5. Metabasite, 6. Metasandsteine und Feldspatgneise z. T. tuffitisch, 7. Metasandsteine und Feldspatgneise, 8. Phyllite.





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



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