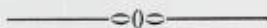


28021

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 211

ÅRBOK
1959

UTGITT VED
HARALD BJØRLYKKE
Direktør



OSLO 1960
I KOMMISSJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

Innhold.

	Side
Harald Bjørlykke: Supergene anrikninger av kopper i våre kisforekomster. <i>Abstract</i> (in English)	5
Knut Ørn Bryn: Et funn av pseudotachylitt i S. Trøndelag, og en teori for dannelsen. Med 5 tekstfigurer. <i>Summary</i> : A new locality of pseudota- chylite, and a theory of formation	8
Magne Gustavson: Den manganholdige siderittmalm i Rubben, Troms. Undersøkelser sommeren 1959. <i>Summary</i> : An occurrence of manganese- bearing siderite ore in Rubben, Troms, Northern Norway	18
Arne Grønhaug og Magne Gustavson: En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgefjell. Med 6 tekstfigurer og 1 kart. <i>Summary</i> : A Geological Investigation of the Caledonides of the Maja- vatn—Kvigtind Region, Nordland, Norway	26
Audun Hjelle: Grunnfjellet omkring Tangen, østsiden av Mjøsa. Med 11 tekstfigurer. <i>Abstract</i> (in English)	75
Paul H. Reitan: Refleksjoner over betydningen av høye punkt-temperaturer på overflater i forbindelse med bevegelser i bergarter. Med 1 tekstfigur. <i>Abstract</i> (in English)	98
Thor Siggerud: Måling av den radioaktive stråling fra bergarter i Norge. <i>Summary</i> : Radioactivity in underground storerooms and factories	111
Harald Skålvoll: Noen kvartærgeologiske iakttagelser i Lakselvdalen, Finn- mark. Med 1 kart. <i>Summary</i> : Some observations of quaternary deposits in Lakselvdalen, Finnmark	119
Thor L. Sverdrup: The pegmatite dyke at Rømteland a Description of the minerals and a discussion of the mineral paragenesis, especially within the system (Fe, Mn)O-TiO ₂ -Y ₂ O ₃ -(Nb, Ta) ₂ O ₅ -SiO ₂ . With 22 text- figures. <i>Sammendrag</i> : Diskusjon over mineralparagenesen i pegma- titten på Rømteland	124

Thor L. Sverdrup og Per Chr. Sæbø: Pegmatittene ved Liverud og Gulliksrud ca. 5 km øst for Kongsberg, Øvre Eiker. Meddelelse nr. 1 over typer av norske feltspatkvartsforekomster. Med 3 tekstfigurer. <i>Summary</i> : The pegmatites at Liverud and Gulliksrud ca. 5 kms E of Kongsberg, Øvre Eiker	197
Per Chr. Sæbø, Thor L. Sverdrup and Harald Bjørlykke: Note on "birds-eye" textures in some Norwegian pyrrhotite-bearing ores. With 3 text-figures. <i>Sammendrag</i> : En notis om de såkalte birds-eye teksturer i noen norske pyrrhotit-førende malmer	205
Fredrik Chr. Wolff: Foreløpige meddelelser fra kartbladet Verdal. Med 5 tekstfigurer, 1 kart og 1 plansje. <i>Summary</i> : A preliminary report on the Verdal map area, a part of the Trondhjem region	212
Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1959. Ved direktør Harald Bjørlykke	231
Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart	253

Supergene anrikninger av kopper i våre kisforekomster.

Av

HARALD BJØRLYKKE

Abstract.

The Norwegian copper-bearing pyrite deposits generally show a higher content of copper near the surface than the average content of the whole ore body. This may be due to a secondary supergene sulphide enrichment caused by the leaching of an upper oxidized zone on the ore outcrop which later on has been removed by ice erosion during the ice age. The copper content both in the primary ore and in the enriched zones occur as chalcopyrite and it is impossible to distinguish primary and supergene chalcopyrite under the microscope.

This decrease of the coppercontent in the deeper parts of the ore bodies should be considered by the valuation of new deposits of copper-bearing pyrite ores.

I de spanske kisforekomster i Huelvadistriktet som ligner meget de norske finner man over alt hvor kisen går ut i dagen en 25—50 m mektig jernhatt som er praktisk talt fri for kopper og svovel og består av hematitt eller brunjernsten.

Den undre grense for denne utlutede sone er meget skarp og under følger en sulfidsoner rik på kopper, vanligvis i form av kopperglans. Finlayson (2) oppgir at en slik kopperanrikning kan påvises ned til 1000 fot. Wetzig (3) anfører at i gruben Cabeza de Posto holder malmen 3,5 % Cu på 40 m nivået, 3 % på 60 m nivået og 2 % på nivå 80 m. De fleste av de norske kisforekomster som har utgående i dagen har vært gjenstand for en sterk iserosjon under siste istid som har fjernet de øverste forvitningsprodukter. Bare ved noen få forekomster som ved Rauhammeren, Skorovass og Bjørkåsen har man bevart en utlutningssone som danner det øverste lag av malmens utgående. Disse utlutningssoner er praktisk talt fri for kopper og svovel og kan bestå dels av brunjernsten og dels et kvartsskjelett hvor malmen har vært kvartsholdig.

Mange malmer hvor utlutningssoner er fjernet kan vise en av-

tagende kopppergehalt mot dypet som tyder på at man nær dagen har hatt en anrikning av koppper.

Når man ser på våre gamle kisgrubers historie vil man finne at de fleste ble startet som kopppergruber og at de den første tid har vært drevet på kis med betydelig høyere kopppergehalt enn den kis som drives i dag i de dypere nivåer. For de fleste grubers vedkommende har man ikke nøyaktige opplysninger om den eldste drift så det er vanskelig å dokumentere dette med eksakte tall.

Den mest utpregede avtagen av kopppergehalten mot dypet finner man i Vigsnes grube. Ifølge Foslie (1 s. 27) holdt kisen her gjennomsnittlig 5 % koppper i overflaten og 4 % ved 50 m dyp. Inntil 550 m var gehalten 2—3 % Cu og i 700 m ca. 1 %. Denne koppperfordeling strekker seg over et meget stort dyp og det er derfor mulig at den skyldes en primær fordeling av koppperet, eller en kombinasjon av primær fordeling og en supergen anrikning.

For Røstvangen grube anfører Foslie (1 s. 73): «Det synes å ha funnet noen sekundær anrikning sted så malmen nær utgående holdt 3,5 % Cu.» Den midlere kopppergehalt for gruben var 2,65 %.

I Foldalsfeltet har følgende gruber tidligere vært drevet som kopppergruber: Foldals hovedgrube, Søndre Geiteryggen, Godt Håb og Juliane Marie grube.

Foldal hovedgrube holdt 4 % koppper inntil 20 m dyp, mens den dypere primære kis holdt bare 1,9 % Cu.

Undals grube ble drevet på koppper i midten av det 17. årh. og i 1863—76 og også her fant man en avtagende kopppergehalt mot dypet.

I Lillefjell grube i Meraker hadde man i den øverste del av gruben en gjennomsnittgehalt av 6 % Cu mens middelgehalten for hele gruben er beregnet til 1,9 % Cu.

Også Løkken grube har vært rikere på koppper i de øverste 14 m. Der ble i den første tid da denne øverste sone ble utdrevet uttatt en smeltetmalm med 6 % Cu.

Det synes således å være et generelt trekk ved våre steiltstående kismalmer at de har en sone nær dagen med høyere kopppergehalt enn den underliggende malm og det er naturlig å forklare dette ved en supergen anrikning av koppper som er utlutet fra en øvre utlutet sone som nå oftest er bortført under istiden.

Ved en mikroskopisk undersøkelse av kisprøver lar det seg ikke gjøre å påvise noen spesielle supergene koppperminerale i kisene, da hele koppperinnholdet vanligvis er til stede som koppperkis. Koppperkisen

er alltid yngre enn svovelkisen og den synes å ha vært gjenstand for omleiringer under kisens metamorfose. Det er derfor ikke mulig å skille mellom en primær og en eventuell supergen kopperkis. Et karakteristisk trekk er at man ofte finner de høyeste koppergehalter i breccierte deler av kislegemet og at kopperkisen her fortrinsvis opptrer som kittsubstans mellom bruddstykkene. Ofte finner man også at kopperkisen fyller sprekker og riss i svovelkiskrystallene. Ved vurdering av nye funn av kopperkisholdig svovelkis bør man ta hensyn til at koppergehalten nær dagen kan være betydelig større enn forekomstens gjennomsnittlige gehalt.

Litteratur.

1. *Foslie, S.*: Norges svovelkisforekomster. N.G.U. nr. 127 (1926).
2. *Finlayson, A. Moncrieff*: The pyritic Deposits of Huelva, Spain. *Econ. Geol.* 5 1910 (p. 357).
3. *Wetzig, Bruno*: Beitrag zur Kenntnis der Huelva Kieselerdegrube. *Zeitschr. Prakt. Geol.* 14 1906 (p. 173).
4. *Aasgaard, Gunnar*: Gruber og skjerp i kisdraget Øvre Guldal—Tydal. N.G.U. nr. 129 (1927).

Et funn av pseudotachylitt i S. Trøndelag, og en teori for dannelsen.

Av

KNUT ØRN BRYN

Med 5 tekstfigurer.

Forord.

Under feltarbeid på søndre del av kartblad H 25 Ø, Essandsjø, S. Trøndelag, fant jeg sommeren 1956 en forekomst med pseudotachylitt. Lokaliteten er ca. 3 km NW for Essandsjø, ca. 830 m. o.h. i bekken som renner østover fra Garkleptjern. En oversikt over områdets geologi er publisert tidligere (Bryn, 1959). Fig. 1 viser feltets beliggenhet.

Feltarbeidet ble utført for Norges geologiske undersøkelse. Preparant Jacobsen, NGU, har laget tynnslipene, fotograf B. Mauritz, Mineralogisk-Geologisk Museum, Universitetet i Oslo, har tatt fotografiene, og kjemitekniker K. Haugen, NGU, har utført de kjemiske analysene. Jeg vil takke for all hjelp.

Shand (1916, p. 198—221) var den første som brukte betegnelsen pseudotachylitt. Han gir i sin avhandling beskrivelse av en rekke av de forekomster som var kjent på den tid. Senere har blant andre Goldschmidt (1943, p. 83—84) og Dietrichson (1953, p. 23—70) beskrevet slike bergarter fra Norge. Dietrichson (1953) har en meget fyldig litteraturliste.

Feltundersøkelser.

Bergarten som pseudotachylitten forekommer i, er en Stuedalskifer som tilhører Rørosgruppen. Carstens (1919, p. 59) beskriver Stuedalsskiferen som «Den graagrønne porfyroblastisk struerte glimmerskiferbergart, hvor biotit optrær som porfyroblastmineral . . .». Jeg har funnet følgende mineraler i Stuedalsskiferen: kvarts, feltspat, biotitt, muskovitt, kloritt og erts (Bryn, 1959, p. 12). Denne skiferen er i de øvre deler utviklet med store biotittporfyroblaster, mens nedover går den, via en skifer uten porfyroblaster, over til garbenskifer. Denne varierende utvikling av skifrene mener jeg er et resultat av

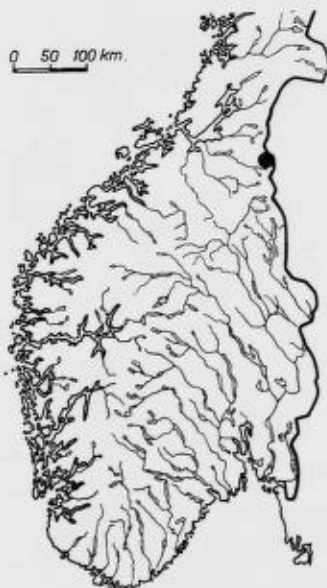


Fig. 1. Nøkkelkart. Sirkelen viser feltets beliggenhet.

Southern Norway. The black circle shows the location of the area described.

metamorfosen. Pseudotachylitten er funnet i skiferen mens det enda er biotittporfyroblaster, men på overgangen til den porfyroblastfrie sonen.

Pseudotachylitten forekommer på en liten blotning, og består av et nettverk av mindre ganger. Største observerte mektighet er vel 4 cm, mens de minste er ned til millimeter tykke årer. Gangene krysser skifriheten til bergarten, og sender apofyser inn i skiferen (fig. 2, 3, 4 og 5). Inne i gangene finnes skarpkantede bruddstykker av skiferen, til dels vridd i forhold til den omgivende skifer (fig. 2). Nær ganggrensen forekommer det enkelte mindre avrundede biter av skiferen. Pseudotachylitten er en mørk, tett og tung bergart med splintrig brudd. På sprekker i pseudotachylitten sitter små krystallfragmenter av kalkspat og svovelkis.

Optiske undersøkelser.

Grunnmassen i gangen er meget finkornet. Ved 500 gangers forstørrelse kan de enkelte korn ikke skilles ut. Gangene inneholder en del større strøkrystaller, opp til ca. 0,05 mm i tversnitt (fig. 3 og 4). Disse er bestemt til å være kvarts. Sikre feltspatkorn er ikke observert.

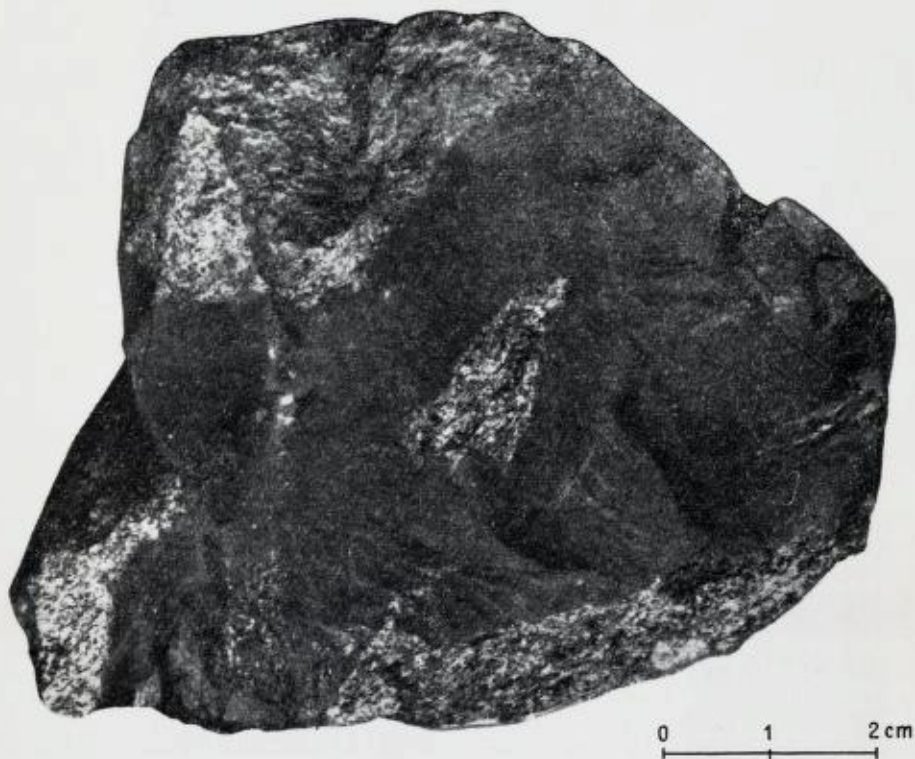


Fig. 2. Mørk gang med pseudotachylitt i Stuedalsskifer. Bruddstykke av Stuedalsskifer i gangen.

The pseudotachylite vein (black) with an inclusion of Stuedal schist.

Kvartskornene er ikke undulerende, i motsetning til i den omgivende skifer, hvor kvartsen er svakt undulerende. Videre er det tett med små opake krystaller, svovelkis, i grunnmassen. Grunnmassen er lys brun i gjennomfallende lys.

Ved integrasjonsbord fant jeg 7 % kvarts (og feltspat ?), 4 % opake mineraler og 89 % grunnmasse. Til sammenligning kan nevnes at Dietrichson (1953, p. 45) fant ved samme undersøkelsesmetode 18 % lyse fragmenter, og 82 % grunnmasse i en pseudotachyllit han undersøkte.

Pseudotachylitten har en svak båndet struktur som jeg tolker som strømningsstruktur (fig. 4 og 5). Langs kontakten til den omgivende skifer finnes en smal sone, ca. 0,2 mm bred, med en tilsynelatende tettere og lysere grunnmasse (fig. 4).

Kjemiske undersøkelser.

Det er blitt utført kjemiske analyser av pseudotachylitten og den omgivende Stuedalsskifer. Analysene har jeg omregnet til kationprosent og regnet ut normmineralene i mesonormen (Barth, 1955). For å ha et sammenligningsgrunnlag har jeg beregnet normmineralene for de tre pseudotachylittanalyser som Dietrichson (1953, p. 42, 54 og 59) har publisert.

	1		2	
	Vekt %	Kation %	Vekt %	Kation %
SiO ₂	61,37	62,22	51,52	50,69
TiO ₂	0,85	0,65	0,87	0,64
Al ₂ O ₃	12,42	14,80	16,22	18,75
Fe ₂ O ₃	1,13	0,86	0,22	0,16
FeO	4,22	3,58	6,95	5,72
MnO	0,14	0,12	0,27	0,23
MgO	3,56	5,37	5,46	8,00
CaO	5,37	5,83	6,99	7,36
Na ₂ O	1,87	3,67	2,66	5,07
K ₂ O	2,15	2,78	2,50	3,14
P ₂ O ₅	0,15	0,13	0,29	0,24
CO ₂	3,80	(5,26)	3,56	(4,87)
S	0,10	(0,19)	0,75	(1,38)
H ₂ O÷	0,15	—	0,15	—
H ₂ O+	2,51	(8,48)	2,17	(7,12)
	99,79	100,01	100,58	100,00
Sp.v.		2,76		2,85

1. Stuedalsskifer, Essandsjø. Analyttiker K. Haugen, NGU.
2. Pseudotachylitt, Essandsjø. Analyttiker K. Haugen, NGU.

Magnetuttrekk av analysepulveret var negativt. Pseudotachylitten har noe større spesifikk vekt enn Stuedalsskiferen, henholdsvis 2,85 og 2,76. Dietrichson (1953, p. 42 og 53) oppgir spesifikk vekt til to pseudotachylitter, 2,81 og 3,07. Uttrykt i kationprosent har pseudotachylitten minket i forhold til Stuedalsskiferen med 11,53 % SiO₂, 0,70 % Fe₂O₃, 0,01 % TiO₂, (0,48 %) CO₂ og (1,36 %) H₂O. De øvrige elementer har økt i pseudotachylitten i forhold til i Stuedals-

skiferen. Hvis pseudotachylitten er dannet ved delvis oppsmelting av Stuedalsskiferen, er det rimelig at noe H_2O og CO_2 har unnveket. Oppsmeltingen for øvrig har vært selektiv, og pseudotachylitten er blitt fattigere på SiO_2 og Fe_2O_3 .

Normberegning, mesonormen (Barth, 1955).

	1.	2.	3.	4.	5.
Q	42,15 %	19,36 %	12,9 %	0,4 %	27,4 %
C	7,63	7,74	3,2	—	3,7
Or	—	—	44,5	—	—
Ab	18,35	25,35	1,5	23,5	17,5
An	1,80	3,10	6,0	17,8	16,5
Σ sal.	69,93	55,55	68,1	41,7	65,1
Mt	—	0,24	—	3,8	2,3
Hm	0,86	—	3,6	0,8	—
Il	1,30	1,28	2,2	4,4	1,2
Ap	0,34	0,64	0,5	0,8	—
Pr	0,10	0,69	—	—	—
Cc	5,26	4,78	—	—	—
Bi	22,22	25,12	25,6	7,2	27,2
Hbl	—	11,70	—	41,3	4,2
Σ fem.	30,08	44,45	31,9	58,3	34,9
Sum	100,01	100,00	100,0	100,0	100,0

- Nr. 1. Stuedalsskifer, Essandsjø, S. Trøndelag. Analyttiker K. Haugen.
 » 2. Pseudotachylitt, Essandsjø, S. Trøndelag. Analyttiker K. Haugen.
 » 3. Pseudotachylitt, se Dietrichson (1953, p. 42).
 » 4. Pseudotachylitt, se Dietrichson (1953, p. 54).
 » 5. Pseudotachylitt, se Dietrichson (1953, p. 59).

Det fremgår her tydelig at det kjemisk er stor forskjell mellom de enkelte pseudotachylitter, selv om de i håndstykke og i mikroskop er nær identiske. At de kjemisk viser så store variasjoner, er selvfølgelig betinget av det forskjellige utgangsmaterialet de er dannet av. Jeg har ikke i litteraturen funnet analyser av pseudotachylitt hvor også sidebergarten har vært analysert. Ifølge normberegningen har pseudotachylitten fra Essandsjø minket med nesten 23 % kvarts i forhold til Stuedalsskiferen, mens de andre saliske mineralene har øket med vel 8 % tilsammen. Pseudotachylitten har økt med nesten 12 % horn-

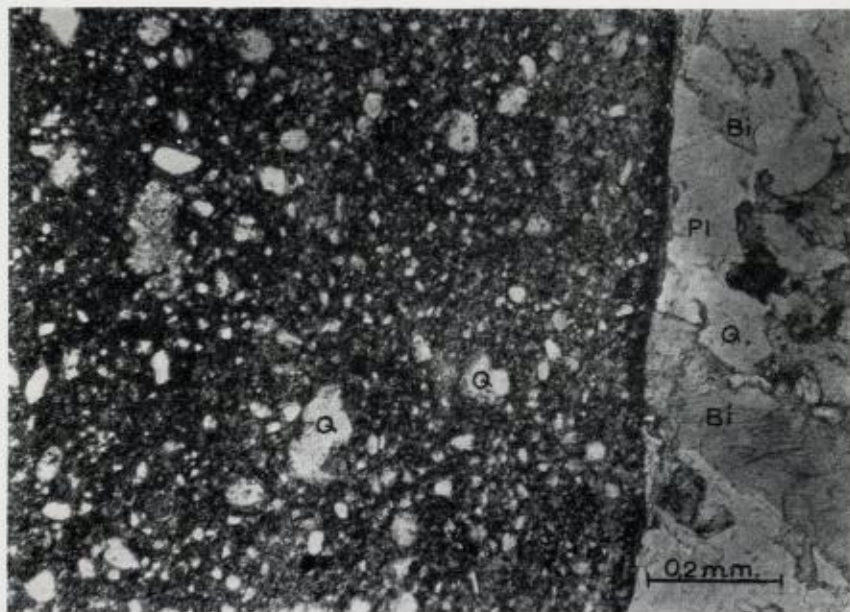


Fig. 3. Pseudotachylitten kutter Stuedalsskiferens mineraler rett av. Mange avrundete kvartsbiter i den finkornete grunnmassen. $\times 90$, vanlig lys, Q = kvarts, Pl = plagioklas, Bi = biotitt.

The pseudotachylite (left) cutting off the minerals of Stuedal schist along a straight line. Small pieces of quartz in the pseudotachylite. $\times 90$, ordinary light. Q = quartz, Pl = plagioclase, Bi = biotite.

blende og nesten 3 % biotitt i forhold til Stuedalsskiferen, mens de andre femiske mineralene dels har økt, dels minket, alle med mindre enn 1 %. Ialt har pseudotachylitten minket med 14,38 % saliske mineraler og økt tilsvarende med femiske mineraler.

Dannelsesbetingelser.

Goldschmidt (1943, p. 83) skriver: «På de steder, hvor nu pseudotachylitt findes, må der ha foregått en meget pludselig varmeutvikling, så hurtig at varmeenergien ikke ble fjernet ved bortledning forinden bergarten blev omdannet til smeltetmasse. Det er en meget eiendommelig omstændighet, at denne pseudotachylitt ikke er knyttet til store forkastninger med betydelig spranghøyde, at synlige forskyvninger mellem de to gangsider enten mangler, eller høyst utgjør noen

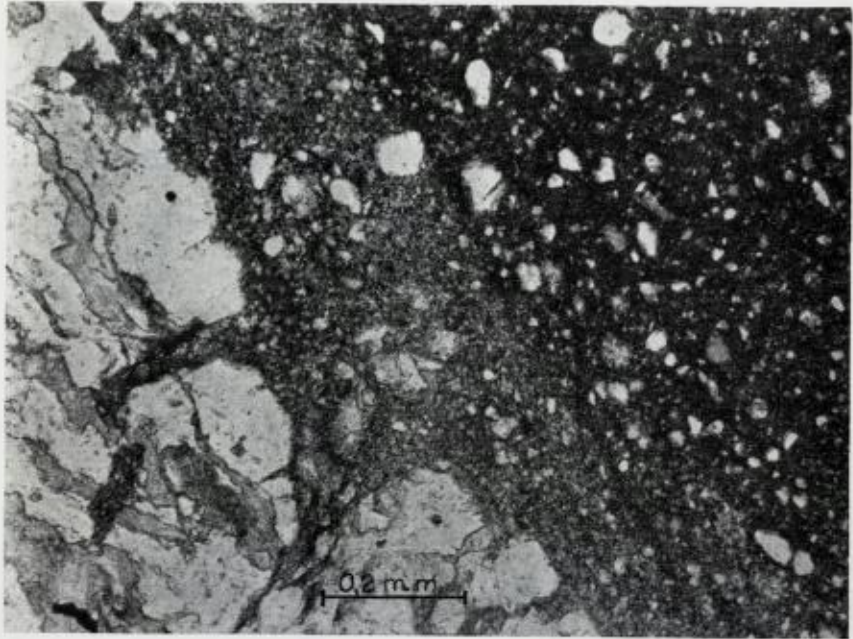


Fig. 4. Pseudotachylitten sender små apofyser inn i Stuedalsskiferen. Langs kontakten sees en lysere sone i pseudotachylitten. $\times 90$, vanlig lys.

The pseudotachylite with small veins into the Stuedal schist. Along the contact a lighter zone. $\times 90$, ordinary light.

få centimeter . . . Dannelsesbetingelsene for pseudotachylitt er ennu så gåtefulde, at problemet kan anbefales til geologenes oppmerksomhet.»

Det synes meg meget vesentlig at varmeutviklingen må ha foregått hurtig, og vært av lokal karakter. Dietrichson (1953, p. 52) fremsetter hypotesen at: «. . . pseudotachylitt-dannelsen må ansees fremkalt ved friksjonsopphetning under breksiering av bergmasser, som har vært utsatt for orgene bevegelser i opphetet, men ikke smeltet tilstand.»

Dietrichson poengterer ikke som Goldschmidt den lokale karakter og plutselige, store varmeutvikling som dannelsen av pseudotachylitt er avhengig av, men han presiserer bedre at den dannes som et resultat av friksjonsopphetning. Pseudotachylitt er ikke en vanlig bergart i regionalmetamorfe områder, og der den finnes, er det bare som smale ganger av liten utholdenhet. Pseudochylitt finnes nok adskillig flere steder enn de som hittil er rapportert, men må nok allikevel sies å være altfor sjelden hvis dannelsen er avhengig av vanlige regionalmeta-



Fig. 5. Strømningsstruktur i en smal gang med pseudotachylitt. $\times 90$, vanlig lys.
Flow structure in a small vein of pseudotachylite. $\times 90$, ordinary light.

morfe prosesser. Det synes da som om pseudotachylitt dannes ved plutselige og store temperaturstigninger fremkommet som friksjonsvarme ved små glidninger i bergarter. Og forholdene må ha ligget slik til rette at varmeenergien er blitt brukt til å smelte opp bergarten (eller en del av mineralene) i den nærmeste omgivelsen, innen den kunne bli ledet bort.

Slike raske temperatursvingninger, fremkommet ved friksjon, er påvist i laboratoriet, blant annet av Bowden, Stone and Tudor (1947, p. 329—349). De undersøkte temperaturstigninger som fremkom ved friksjon mellom polerte overflater av forskjellige materialer. Bevegelseshastigheten ved forsøkene var fra 50 til 450 cm/sek., og belastningen fra 1 til 10 kg.

Temperaturstigningen ble oppnådd i meget små punkter ("hot spots"), og levetiden var kort.

Forsøkene viste, at for ikke-metaller, som glass og kvarts, ble det oppnådd høye friksjonstemperaturer meget raskere enn for metaller, som er bedre varmeledere. Med glass eller kvarts ble temperaturer

omkring 600° C oppnådd med så liten hastighet som ca. 50 cm/sek. og med en belastning på 1 kg. Ved å øke hastigheten og/eller vekten, økte temperaturen. Bowden og Thomas (1954, p. 29—40) fant at temperaturøkningen vanligvis er begrenset til materialets smeltepunkt, men at for metaller som er lett oksyderende kunne meget høye temperaturer oppnås ved at metallet «brenner».

Reitan (1960) har i denne boken er mer detaljert beskrivelse og gjennomgåelse av disse eksperimenter.

Det kan ofte være av tvilsom verdi å overføre resultater fra laboratorieforsøk direkte til naturen, men det synes som om det har vært for lite påaktet i geologien at det lokalt kan oppnås meget store temperaturstigninger ved mindre forkastninger eller glidninger. Forutsetningen for å få oppsmelting som resultat av friksjonsvarmen, må da være at forholdene har ligget slik til rette at varmeenergien ikke ble ledet bort før noe av bergarten var smeltet.

Den skiferen jeg har observert pseudotachylitt i, er forholdsvis sterkt foldet (Bryn, 1959, p. 13), og det har sannsynligvis foregått større eller mindre differensielle skyvninger mellom de enkelte lagene. Lokalt kan så forholdene være blitt meget nær de forholdene som Bowden o. a. har hatt under sine eksperimenter. De steder hvor også varmeisolasjonen har vært tilstrekkelig, har vi fått lokal oppsmelting og dannelse av pseudotachylitt.

Goldschmidt (1943, p. 83) skriver som nevnt at pseudotachylitt ikke er knyttet til de store forkastningene. Dette må ha sin forklaring i at ved større forkastninger dannes det til dels åpne sprekker hvor varmen lettere kan ledes bort.

Summary.

A new locality of pseudotachylite, and a theory of formation.

A new locality of pseudotachylite, in southern Trøndelag, southern Norway (Fig. 1), is described. The geology of the area in which it occurs has been described earlier (Bryn, 1959). The pseudotachylite was found in the Stuedal schist. Optical and chemical data are given.

The formation of pseudotachylite, which I have tried to explain as a result of hot spots, has earlier been discussed (see e. g., Dietrichson, 1953 and Shand, 1916). Experiments, e. g. those carried out by Bowden, Stone and Tudor (1947), show that by friction between sliding polished surfaces, visible hot spots may be develop even when

the sliding speed is as low as one or two feet pr. second and the load is about 1000 g. If the load or speed was increased, the spots become brighter and whiter, indicating higher temperatures. In general, the maximum temperature is limited by the melting-point of the solid. The speed used in the experiments varied from 50 to 450 cm./sec., and the load between the surface could be varied between 1 and 10 kg.

These experiments show that even along small faults or slips, high temperatures may be reached. To melt rock, the circumstances must be such that the heat energy is not conducted away too fast. This is most likely along a zone of movement surrounded by solid rock.

Reitan (1960) has in this book a more detailed review of the experiments carried out on surface hot spots.

Litteratur.

- Barth, T. F. W.*, 1955. Presentation of Rock Analyses. The Journal of Geology, Vol. 63, No. 4, p. 348.
- Bowden, F. P., Stone, M. A., and Tudor, G. K.*, 1947. Hot spots on rubbing surfaces and the detonation of explosives by friction. Proc. Royal Soc. London, Vol. 188, p. 329.
- Bowden, F. P. and Thomas, P. H.*, 1954. The surface temperatures of sliding solids. Proc. Royal Soc. London, Vol. 233, p. 29.
- Bryn, K. Ø.*, 1959. Geologien på søndre del av kartblad Essandsjø. Norges geol. unders., nr. 205, Årbok 1958, p. 5.
- Carstens, C. W.*, 1919. Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning. Det Kgl. Norske Vid. Selsk. Skr. nr. 1.
- Dietrichson, B.*, 1953. Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen, og deres dannelsesbetingelser. Norges geol. unders. nr. 184, Årbok 1952, p. 23.
- Goldschmidt, V. M.*, 1943. Om friksjonsglass (pseudo-tachylitt) i fjellkjeden. Geol. Fören. i Stockholm Förh. Bd. 65, Årgang 1943, p. 83.
- Reitan, P. H.*, 1960. Refleksjoner over betydningen av høye punkt-temperaturer på overflater i forbindelse med bevegelser i bergarter. Norges geol. unders., nr. 211, Årbok 1959, p. 98.
- Shand, S. J.*, 1916. The Pseudotachylite of Parijs (Orange Free State) and its Relation to "Trap-shotten Gneiss" and "Flinty Crush-Rock". Quarterly Journal, Geol. Soc. of London, Vol. 72, p. 198.



Den manganholdige siderittmalm i Rubben, Troms. Undersøkelser sommeren 1959.

Av

MAGNE GUSTAVSON

1. Tidligere undersøkelser.

Forekomsten av manganholdig jernmalm i Rubben er kjent fra århundreskiftet. Ifølge statsgeolog Poulsens rapport i 1959 skriver de eldste mutinger seg fra 1902 og 1905. En del av forekomsten, Aspelyfeltet, ble oppdaget høsten 1949.

I årenes løp har forekomsten vært besøkt av en rekke geologer og ingeniører. For NGU har særlig statsgeolog Arth. O. Poulsen undersøkt malmen og han har skrevet en del rapporter om forekomsten, delvis med analyser av malmen. I 1949 ble området undersøkt av direktør Landmark som oppdaget at malmen var en karbonatmalm og ikke en oksydalm som tidligere antatt. Samme år ble forekomsten kartlagt magnetometrisk av Geofysisk Malmleting under den forutsetning at malmen var en ferromagnetisk oksydalm. Resultatet ble derfor ikke særlig tilfredsstillende. I 1952 publiserte Landmark resultatene av sitt arbeide (Landmark, 1952).

2. Undersøkelser sommeren 1959.

Mine undersøkelser siste sommer ble foretatt i forbindelse med en mer regional karlegging av manganholdige jernmalmer på kartbladene Salangen og Bardu som oppdrag for NGU. Jeg gjorde til å begynne med to korte besøk på Rubben, siste gang sammen med professor Oftedahl, Trondheim. Etter initiativ av sistnevnte ble det så i midten av august måned igangsatt røskingsarbeide for midler som sto til rådighet for eierne av forekomstene. Dette arbeide ble utført ved hjelp av 7—8 mann fra stedet og under ledelse av meg. Arbeidet pågikk i ca. en uke. Røskingen ble en del vanskeliggjort av et meget tykt morenedekke. Arbeidet ble konsentrert på den sydligste forekomsten og området nordover herfra for om mulig å følge malmlagene over lengre

strekninger. Jeg forsøkte under dette å danne meg et bilde av forholdene, og skal i det følgende gi en oversikt som supplerer Landmarks beskrivelse ved det nye materiale som kom til under sommerens feltarbeide.

3. *Oversikt over forekomstene.*

For helhetens skyld skal jeg ganske kort summere opp de generelle geologiske trekk. Denne oversikt vil i hovedsaken stemme med Landmarks fremstilling.

Malmens sidebergarter er glimmerskifer, amfibolitt og kalksten. Et 2—3 dm. tykt kalklag finnes i liggen av malmen de fleste steder den er blottet. Tynne lag, fra cm.-tykkelse og oppover, av en grønn amfibolitt finnes hyppig i glimmerskiferne og delvis også inne i malmlagene.

Selve malmen er som nevnt en manganholdig siderittmalm av grå farve og vanligvis finkornet struktur. I overflaten er malmen dekket av et 0,5—2 cm. tykt oksydlag med blåsort farve. Dette oksydlaget var årsaken til at det gikk så lang tid før det ble oppdaget at malmen var karbonatisk.

Tektonisk er feltet preget av en sterk sammenfolding etter akser som faller 10—20 gr. mot nordvest. Skyvninger er derimot ikke observert.

Malmen er blottet flere steder over et område som i lengdeutstrekning er 2—2,5 km. i nord-nordvestlig retning. De sydligste forekomster ligger inne på fjellet i ca. 800 m.'s høyde over havet, mens den nordligste forekomst, Aspily, ligger på ca. 600 m. Malmen, som opprinnelig må ha utgjort sedimentære lag, er av tektoniske årsaker stykket opp i en rekke små malmlegemer som i overflatesnittet ofte har en uregelmessig linseform. Mektigheten av malmen varierer fra etpar dm. til 5 meter. De kjente blotninger kan naturlig deles inn i 3 felter, regnet fra syd mot nord: Hovedområdet, midtfeltet og Aspilyfeltet.

a) *H o v e d o m r å d e t.*

Betegnelsen «hovedområdet» er brukt av Landmark (1952) om det sydligste feltet inne på fjellet Rubben. Dette området omfatter de best undersøkte og vel også de største av de kjente forekomster. Da dette feltet er detaljert beskrevet av Landmark, skal jeg bare føye til det som er kommet frem ved de nye røsker. Jeg benytter de eldre beteg-

nelser av leie med bokstavene A til E, de ligger i en slak helling, det ene over det annet, med A-leiet nederst og E øverst.

Leie A: Ingen nye undersøkelser. Mektigheten er ca. 1 m., lengden 10 m.

Leie B: Hengen ble avdekket og mektigheten dermed fastslått til ca. 1,4 m. Laget kiler ut mot syd, i nord synes det å bøye om i en skarp antiklinal som dukker inn under glimmerskiferen. Antatt lengde ca. 30 m., muligens mer.

Leie C: Dette er det største, mektigheten er mellom 4 og 5 m., lengden har vært oppgitt til 60 m., dette tall er antagelig noe for høyt. Laget kiler ut mot syd på samme måte som leie B, mot nord dukker også dette leie inn under skiferen. I den nordligste røsk er bare et par dm. malm synlig, kalkstenen fra liggen finnes her også i hengen. En mulig fortsettelse av C-leiet er et nytt leie som ble avdekket ca. 10 m. ovenfor. Dette leie utgjør en liggende fold av ca. 12 m. lengde, mektigheten er imidlertid bare 1 m. Denne fold har åpningen vendt mot nord-øst, altså den vei man måtte vente om C-leiet hadde en fortsettelse her.

Leie D: Dette kiler ut til begge sider, mektigheten er 1,5 m., lengde 8—10 meter.

Leie E: Malmen ligger her i en skarp antiklinal. Aksen faller 15—20 gr. mot NV. Mektigheten er 1,5—2 m., innleiret skifer og amfibolitt medregnet. Avdekket lengde ca. 15 m., videre avrøsking ble oppgitt på grunn av det tykke morenedekke.

b) Midtfeltet.

Dette ligger ca. $\frac{1}{2}$ km. nord for de forannevnte forekomster i en bekkesenkning, høyde over havet 670—700 m. I området fra bekken og ca. 200 meter sydover mot hovedområdet ble det avdekket en rekke små malmlegemer med mektigheter fra 2—2,5 m. og ned til det helt ubetydelige. Ingen av malmlegemene kunne følges mer enn 10—12 m., som regel mindre. Det er et vanlig trekk at disse malmpartiene ligger i ombøyningen av en fold. Malmen er tykkest i selve ombøyningen og kiler raskt ut på sidene. Ofte er malmlegemet asymmetrisk formet, idet malmen gjerne kiler raskere ut på den ene siden enn på den andre.

c) Asplyfeltet.

Dette ligger i den bratte fjellsiden opp for gårdene Jensvoll og Asply. Høyden over havet er ca. 600 m., det vil si ca. 500 m. over dal-

bunnen. Her er skutt ut en skjæring i malmen av ca. 10 meters høyde. Malmen er her 7—8 meter mektig med et par dm.-tykke kalklag innleiret. I ligger har malmen en 2—3 dm. mektig granatfels og derunder amfibolitt. Muligens er granatfelsen en reaksjonskarndannelse mellom malm og amfibolitt. Malmen ligger flatt i skjæringen, men har for øvrig et varierende sydvestlig fall. Mot syd ble malmen fulgt i små blotninger ca. 100 m. etter en svakt stigende linje. Mektigheten syntes å avta sterkt, men blotningene tillot ikke å fastslå dette med sikkerhet. Nordover ble malmen fulgt ca. 50 m. fra skjæringen med mektighet som avtar sterkt og sannsynligvis er $\frac{1}{2}$ —1 cm. Lenger nord er blottet malm flere steder i ca. 500 m. høyde. Her er den kraftig foldet etter nordvestgående akser, mektigheten er $\frac{1}{2}$ —2 m. Ingen steder kan malmen følges mer enn noen få meter.

4. *Malmlegemenes form.*

Etter alt å dømme representerer malmen opprinnelig utstrakte lag som under foldningsdeformasjonene er blitt stykket opp i mindre enheter. Malmens form er tydelig bestemt av at den under foldningen har oppført seg mer plastisk og mobil enn de omgivende skifre. Under de store trykk som har hersket har malmen beveget seg mot lavtryksområder, det vil si først og fremst mot ombøyningen av foldene. Det er jo et velkjent fenomen at under en plastisk foldning vil de mest inkompetente lag fortykkes i antiklinaler og synklinale, og tynnes ut i foldens sider. Det er denne prosess som må ha ført til den nåværende form på malmene i Rubben. Ved at dagoverflaten danner en forskjellig vinkel med malmlegemet vil dette i de enkelte blotninger få en varierende form: I snitt loddrett på foldningsaksen vil malmen ta seg ut som en sterkt bøyet linse eller halvmåne. I snitt parallelt med foldningsaksen vil formen bli som et lag eller en linse, eller vi får to parallelle lag med skiferlag mellom. I snitt som står skrått på foldningsaksen vil man få sterkt varierende mektighet på laget som eventuelt deler seg i to lag og kiler seg ut.

Alle disse tilfellene har jeg funnet i Rubben: Både i midtfeltet ved bekken og på Aspby er det vanlig å finne halvmåne- eller sigdformede snitt i malmen loddrett på foldningsaksen. På hovedområdet ser leiene dels ut som lag og tykke linser da snittet dels danner en forholdsvis liten vinkel med foldningsaksen. Forklaringen på at man i enkelte røsker finner to malmlag atskilt ved skifer, mens det i en røsk tett ved

siden av er bare ett lag, må være at dagoverflaten skjærer skrått over foldningsaksen. På grunn av overdekning og ras var det ikke mulig å avgjøre hvordan malmen på Asply ligger, men det er ingen grunn til å tro at malmlegemet her har en form som skiller seg vesentlig fra de øvrige.

5. Petrografi.

Det er først og fremst amfibolittlagene og malmen selv som er interessante og som jeg har studert litt nærmere. Både glimmerskiferen og kalkspatmarmoren er nokså ordinære typer som ofte påtreffes i fjellkjeden.

a) Amfibolittlag.

Konkordante amfibolittlag forekommer hyppig i glimmerskiferen og ofte i forbindelse med malmen. Mektigheten er aldri mer enn noen få desimeter, og jeg har sett utholdende lag på under 1 centimeters tykkelse. Amfibolittlagene er alltid finkornete og som regel planstruerte. Mineralogisk består de av anslagsvis ca. $\frac{2}{3}$ hornblende og $\frac{1}{3}$ plagioklas med små mengder kalkspat (amfibolitten bruser av og til litt for syre) og jernertser. Hornblendene er lys grønn med svak pleokroisme, langprismatisk. Krystallflater er bare sjelden utviklet. Sannsynligvis er det en aktinolit. Plagioklasen er nesten alltid uten tvillinglameller, bare i et par korn er albitt-tvillinger funnet. På korn i kontakt med canadabalsom har jeg bestemt sammensetningen til An_{12-15} , altså en oligoklas. Epidotminerale er ikke funnet. Jeg har heller ikke sett tegn til blastoporfyriske relikttstrukturer. Landmark omtaler en gjennomsettende «diabasgang» som han synes å mene er av samme karakter som amfibolittlagene. Denne gjennomsettende gang har imidlertid en så basisk plagioklas som An_{45-50} og listeformete blastoporfyriske korn av samme plagioklas. Dette tyder på en noe annen karakter av de gjennomskjærende amfibolitter. Selv har jeg ikke funnet gjennomskjærende ganger i området, og disse må være svært lite utbredt.

Den hyppige opptreden av tynne, konkordante og utholdende lag lar seg vanskelig forklare som intrusive dannelser. Jeg kan tenke meg to mulige forklaringer på dannelsen av amfibolittene: 1. De er basiske tuffer, eller tuffiter, 2. De er dannet ved metamorfose av urene kalklag. Begge dannelsesmåter er kjent fra andre områder. Noen metasomatiske dannelsesmåter er det ingen grunn til å regne med da slike prosesser

ikke synes å ha spilt noen rolle i området. En antagelse av at amfibolitten er dannet av urene kalksedimenter forklarer den konkordante opptreden og store utstrekning av lagene. En slik dannelse stemmer også med forekomsten av kalkspat i amfibolitten. Imidlertid er det vanlig i slike skarndannelser å finne en rekke forskjellige kalksilikater, og den store mineralogiske likhet mellom amfibolittlagene kan synes merkelig ved en slik dannelsesmåte. Antar vi at amfibolittene er tuffer, forklarer det på samme tid både den konkordante opptreden, utstrekningen og den ensartede karakter av lagene. De små mektigheter tyder på at det er asker vi har med å gjøre. Noen alvorlige innvendinger mot en slik forklaring kan jeg ikke se.

b) Malmen.

Jeg har studert malmen i tynnslip fra flere lokaliteter innen området, og den viser en helt ensartet karakter, stort sett. Hovedmineralet er en sideritt. I enkelte prøver er det ganske meget magnetitt, anslagsvis 5—8 %. Dessuten finnes litt granat og kvarts. Både magnetitt, granat og kvarts har en tilbøyelighet til å opptre i striper og gir malmen en antydning til planstruktur.

Det har tidligere vært nevnt (Landmark, 1952) at det muligens kan være mer enn ett karbonat i malmen. I tillegg til sideritt måtte dette da være f. eks. en manganokalsitt eller et annet karbonat med en egenvekt mindre enn siderittens. Dette har jeg derfor undersøkt nærmere: Pulver av malmen ble blandet med Clerici's væske (sp. v. 4, 15) og fortynnet med vann gradvis. Først sank ertser og granat til bunns, dernest alt karbonat. Flytende ble bare noen få kvartskorn. At alt karbonat sank samtidig viser at det er bare ett karbonat i malmen. Den spesifikke vekt av karbonatet ble bestemt på en grovkrystallinsk og praktisk talt ren karbonatprøve fra midtfeltet til 3,83. Den spes. vekt av karbonatet i den vanlige, mer finkornige malm syntes ikke å skille seg vesentlig fra dette. Det grovkrystallinske karbonat ble også analysert kjemisk. Analysen ga følgende tall:

Tabell 1.

41,30 vekt % Fe	Som karbonat:	FeCO ₃ : 85,50 vekt %
5,75 » » Mn		MnCO ₃ : 12,10 » »
0,80 » » Ca		CaCO ₃ : 2,00 » »
0,20 » » Mg		MgCO ₃ : 0,70 » »
		<hr/>
	Sum	100,30 vekt %

En slik sammensetning gir teoretisk en spesifikk vekt på 3,84, altså i god overensstemmelse med det bestemte tall. Den høyeste brytningsvæske som sto til rådighet hadde en indeks på ca. 1,80 og jeg fikk derfor bare fastslått at karbonatets høyeste indeks lå betydelig over denne verdi. I slip har karbonatet en svak grålig farve, det har spalteriss men aldri tvillinglameller. Det har tidligere vært gjort analyser på malmen som helhet (Poulsen og Landmark), disse har gitt 5—8 % Mn og 30—40 % Fe, og skiller seg altså hva jern- og manganinnhold angår ikke vesentlig fra det rene karbonat. De malmprøver som er høyest i jerninnhold er lavest i mangan, og omvendt.

Granat finnes i malmen meget sparsomt. Det er uregelmessige korn med inneslutninger av karbonat, jernerts og kvarts. Med den sammensetning malmen har, må granaten antas å ha Mn og Fe som hovedbestanddeler med mindre mengder Ca og Mg. Forenklet kan granatdannelsen da skrives:



Da ingen andre Al-holdige mineraler enn granat er observert i malmen er det klart at granatdannelsen er begrenset på grunn av mangelen på leirmateriale. Treverdige jern kan i en viss utstrekning erstatte aluminium i granaten, men dette forandrer ikke konklusjonen: Med en større grad av tilblending med leirmateriale ville mangan og jern sannsynligvis i større utstrekning foreligget som silikater (og magnetitt) på samme måte som i Ofotens og Salangens manganholdige jernmalmer.

Summary.

An occurrence of mangan-bearing siderite ore in Rubben, Troms, Northern Norway.

An occurrence of manganese-bearing siderite ore in Rubben, Troms, Northern Norway, was investigated during some days in the summer of 1959, and is here briefly described.

The country rocks are mica schists, amphibolites and limestones. The thin amphibolitic beds are supposed to be basic tuffs or tuffites; they consists mainly of a light green hornblende and oligoclase. The mica schists are muscovite-biotite schists of a type very common in the Caledonian mountain chain in Norway. A thin bed of limestone is often found at the base of the siderite ore.

The ore is exposed at various places, the extension of the ore-bearing area being about 2.5 kilometers. The chief mineral in the ore is a manganiferous siderite. Lesser amounts of magnetite (5—8%), quartz and garnet commonly occur. The ore is finegrained with a gray colour and at the surface it is altered to oxydic minerals with brown, black or blue colour. The iron content of the ore varies between 31 and 48 % Fe, the manganese content is 5—8 %. An analysis of the pure carbonate is shown in Table 1.

The ore is supposed to be metamorphosed sedimentary beds which, because of strong small-scale folding, are cut up in smaller units with an irregular lense shape. The ore bodies have been thickened in the anticlines and synclines, and wedges out in the limbs. The thickness of the ore bodies varies between some decimeters and five meters, and the greatest horizontal extension of one bed is about 60 meters.

The formation of garnet in the ore was found to be restricted by the content of Al_2O_3 . With a higher content of clay in the sediment iron and manganese silicates would probably have been formed in the same way as in the ores of the Salangen and Ofoten districts.

Litteratur.

Landmark, Kaare. Manganførende jernmalm i Kirkesdal i Målselv. (Acta Borealia, A. Sc. 3, Tromsø Museum 1952.)

En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgfjell.

Av

MAGNE GUSTAVSON OG ARNE GRØNHAUG

Innholdsfortegnelse.

Forord. (A.G. og M.G.)	26	8. Ultrabasiske bergarter. (A.G.)	50
I Innledning. (A.G. og M.G.) ..	27	9. Dunittkonglomeratet. (A.G.)	51
II Berggrunnen. (M.G.)	27	10. Pegmatitter. (A.G.)	51
1. Glimmergneisene og glim- merskifrene. (M.G.)	28	11. Aldersforholdet mellom eruptivene. (M.G.)	53
2. Lyse, granodiorittiske gneiser. (M.G.)	34	12. Kataklastiske bergarter. (A.G.)	53
3. Kalkmarmorene (M.G.) ..	37	13. Metamorfofen. (A.G.) ..	55
4. Reaksjonsskarn. (M.G.) ..	39	14. Strukturgeologi. (A.G.) ..	57
5. Kvartsitter. (A.G.)	41	III Kvartærgeologi (A.G.)	64
6. Amfibolitter. (M.G.)	41	IV Summary. (A.G. og M.G.) ..	67
7. Trondhemitt og grano- dioritt. (M.G.)	47	Litteraturliste	73

(A. G.) = Arne Grønhaug,

(M. G.) = Magne Gustavson.

Forord.

For Norges geologiske undersøkelses regning utførte vi somrene 1957—58 geologisk kartlegging på den nordvestlige del av kartbladet Børgfjell. Etter avtale med daværende direktør S. Føyn fikk vi benytte det innsamlede materiale samt stillet tynnslip til disposisjon under bearbeidelsen. Vi takker direktør S. Føyn og direktør H. Bjørlykke for dette. Vi vil også takke prof. T. Strand for veiledning og for kritikk av våre hovedoppgaver som dette arbeide er et utdrag av.

Institutt for Geologi, Blindern, desember 1959.

Arne Grønhaug

Magne Gustavson

I. Innledning.

Det undersøkte område ligger i den sydlige del av Nordland fylke, og utgjør det nordvestlige hjørne av kartblad Børgefjell (J. 19). Se kartet Pl. 1. Mot vest og nord begrenses området av kartbladgrensene. I øst strekker området seg til utgående av det store skyveplanet omtrent langs meridianen $3^{\circ} 10'$ øst for Oslo (Strand, 1953). I syd er området begrenset av en linje øst-vest midt over Majavatn. Den nordligste halvdel av området er undersøkt av Gustavson, den sydligste av Grønhaug.

R. Suhrland besøkte Fiplingdalen og Tomasvatn i 1843 (Suhrland, 1861). Han var mest interessert i å samle geografiske data, men målte også glimmergneisenes strøk og fall.

I 1872 gjorde Hauan en reise østover fra Tomasvatn, beskrevet i hans dagbok som befinner seg i NGU's arkiv. Han kom til det resultat at berggrunnen ved Tomasvatn måtte være av grunnfjellsalder.

En geologisk oversiktskartlegging av det sydlige Nordland ble utført i 1907—1908 av G. Holmsen og J. Oxaal. Denne kartlegging ble fullført i 1919 av Rekstad som i 1924 utga kartbladet Hatfjelldal med beskrivelse (Rekstad, 1924).

Statsgeolog S. Foslie har kartlagt den sydligste halvpart av kartblad Børgefjell. Foslies kart ble utgitt med beskrivelse av prof. T. Strand (Foslie & Strand, 1956). Etter forslag fra prof. Strand fikk vi i oppdrag for NGU å kartlegge Børgefjellbladets nordvestre del.

Formålet med dette arbeid har således vært å få et mer detaljert kjennskap til berggrunnen og løsavsetningene enn det som fremgår av Rekstads oversiktskart.

Videre har formålet vært å beskrive bergartstypene og deres mineraler, beskrive og tolke den tektoniske deformasjon i området, og å bestemme metamorfosens art og grad. Bergartenes opprinnelse er diskutert. En liten oversikt over de kvartærgeologiske avsetninger er tatt med.

II. Berggrunnen.

Berggrunnen i det undersøkte området består av høymetamorfe bergarter, dels av bergarter av sedimentær opprinnelse, og dels av kaledonske eruptivbergarter, sure og basiske. De sedimentære bergarter utgjøres av kalkmarmor, kalksilikatskifer og glimmergneiser og finnes over hele det kartlagte område. De kaledonske eruptiver er først

og fremst trondhjemitte og granodioritter, disse finnes i et stort massiv i Simskarvfjell og Måsskarvfjell i den østlige del, dessuten som gangbergarter i vestligere strøk. De basiske eruptiver er representert ved dunitter som er delvis omvandlet til serpentinit, amfibolitter, finnes også hyppig. Serpentinitene er i opptreden begrenset til den østligste del av området, mens amfibolittene derimot er utbredt over det hele. De fleste amfibolitter er imidlertid for små til å komme med på kartet.

Foruten de omvandlede sedimentære og eruptive bergarter finnes lyse, granodiorittiske gneiser av usikker opprinnelse.

Området er bygget opp av to dekker med forskjellig tektonisk bygning og petrografisk karakter. Forekomsten av kvartsitter, dunitter og dunittkonglomerat i Kvigtinddekket gjør det rimelig å parallellisere bergartene her med Rørvik-avdelingen i det lavmetamorfe strøk i øst (Foslie & Strand, 1956). Rørvik-avdelingen er igjen parallellisert med Støren-gruppen i Trondhjemsfeltet og er antagelig av tidlig ordovicisk alder (Strand, 1958). Om alderen av bergartene i Seterfjelldekket kan ingenting sikkert sies. Det østligste og underliggende Kvigtind-dekke har en noe lavere metamorfose- og feltspatiseringsgrad enn det overliggende Seterfjelldekke i vest. Grensen mellom disse to dekker går i østkråningen av Seterfjellet. Det undre dekke ligger med skarp tektonisk grense på de lavmetamorfe skifre i Limingserien i øst (T. Strand, 1953, 1955, 1956). Metamorfosen, skyvningene og mangelen på gode ledehorisonter i glimmergneisene gjør en klarleggelse av stratigrafien umulig. Det er for eksempel uklart om de kjemiske variasjoner tilsvarer forskjellige lag i en mektig lagpakke.

1. *Glimmergneisene og glimmerskifrene.*

Denne gruppe av bergarter omfatter biotittgneis, biotitt-hornblende-gneis, biotitt-muskovitt-gneis, granatporfyroblast-gneis, stauro-litt-distenførende gneis, plagioklasporfyroblast-gneis etc. Felles for alle typer er et ganske høyt innhold av glimmer, først og fremst biotitt, men også av og til endel muskovitt. Plagioklasinnholdet er også som regel høyt i det vestlige Seterfjelldekke, i Kvigtinddekket er plagioklasinnholdet i gneisene lavere og her finnes også vanlige glimmerskifre. I felt skilles disse bergarter fra de granodiorittiske gneiser ved sin mørkere farge og utpregede planskiffrighet. Glimmergneisene har også tallrike innleiringer av små og store kalkstensbenker, noe som sjelden finnes i de granodiorittiske gneiser.

Mineralogisk skiller glimmergneisene seg fra de granodiorittiske gneiser ved et høyere innhold av glimmer og andre fargede mineraler, lavere kvartsinnhold, og fremfor alt ved at mikroklin mangler. Alt kalium er i glimmergneisene bundet i glimmere.

Ved et raskt blick på kartet vil man se at glimmergneisene finnes utbredt over hele området. Som nevnt varierer typene meget, men har oftest for liten mektighet til at de kan skilles ut på kartet i 1:50 000 målestokk. Selv om det er stor variasjon i det små, er det likevel visse generelle trekk som kan påpekes: I det vestligste området ved Holmvasselv er glimmergneisene mer kalkbetonte enn i de østligere strøk. Hornblende og epidot er vanlige mineraler, slik at man tildels kan snakke om kalksilikatbergarter. Slike typer veksler med vanlige biotitt-skifre. Kommer man så til området øst for gneisen i Kappfjellet blir de kalkrike typene sjeldne og erstattes her av Al-rike bergarter med muskovitt og av og til disten og staurolitt som karakteristiske bestanddeler. I de aller østligste områder opptrer kvartsrike skifre og enkelte kvartsitter sammen med muskovitt-biotitt-skifre. I området ved Rørskarakslen er bergarten en kvarts-muskovitt-biotitt-skifer som er nesten fri for plagioklas. Den vanligste typen i glimmergneisene sett under ett er en biotitt-plagioklasbergart som finnes over store deler av området. De forskjellige bergartstyper i glimmergneis-komplekset skal så kort omtales:

a) *Biotitt-plagioklas-gneis.*

En mørk biotittrik gneis med utpreget planskifrihet er den hyppigst forekommende type i glimmergneisene. Den er fin- til middelskornet med opptil 2—3 mm store biotittflak. Kvartslameller på et par mm's bredde parallelt med skifrihetsflatene er et karakteristisk trekk ved denne bergarten. Mineralselskapet er meget enkelt med kvarts, biotitt og plagioklas som dominerende bestanddeler. Tellingene av tynnslip ga følgende gjennomsnitt (3 slip, 500 punkter i hvert):

T a b e l l 1.

Kvarts	20 %
Plagioklas	30 »
Biotitt	47 »
Andre min.	3 »
Sum	100 %

Aksessorisk opptrer muskovitt, hornblende, turmalin, apatitt, zirkon, granat, ertser samt litt sekundær kloritt. Hovedmineralene har disse egenskaper:

Biotitt. Pleokroisme: Z: grønnlig brun, X: gul. Inneslutninger av zirkon med pleokroitisk halo. $N_z = (1.617 \pm 0.003)$, FeO:MgO er ca. 1:2 (Tröger, 1956).

Plagioklas. Som regel frisk og uomvandlet. Uregelmessige korn. Sammensetningen tilsvarer alltid en andesin, med $An_{40} Ab_{60}$ som den mest basiske. En svak og uregelmessig sonarbygning er vanlig. Inneslutninger av biotitt, kvarts og epidot.

Kvarts. Har oftest sterkt undulerende utslukning.

Zirkon synes å være en fast bibestanddel i denne bergarten.

b) *Kalksilikat-glimmergneis.*

Med stigende kalkgehalt i gneisene vil forskjellige kalkholdige mineraler opptre i tillegg til biotitt og plagioklas. Ofte er disse kalkrikere bergartene utviklet som porfyroblastskifre med store plagioklas-individer. Særlig er slike hornblende og epidotførende skifre eller gneiser vanlig i feltets vestligste deler. Som eksempel føres opp mineral-sammensetningen av en slik bergart fra strøket ved Holmvasselv:

T a b e l l 2.

Kvarts	21 %
Plagioklas	23 »
Biotitt	36 »
Hornblende	15 »
Epidot	5 »
Sum	100 %

Aksessorier er titanitt, apatitt og zirkon.

Plagioklas. Av samme type som i biotitt-plagioklas-gneisen. Sammensetningen er vanligvis omkring $An_{35} Ab_{65}$. Frisk og uomvandlet.

Epidot. Har ofte krystallomriss. Basisspalteriss godt utviklet. Fargeløs eller svakt gulfarget klinozoisitt er vanligst. $Z/a = 23^\circ - 25^\circ$. Sterkere fargede korn kan ha $Z/a = 29^\circ$, tilsvarende ca. 30 mol % av jernkomponenten. Rund ortittkjerne er vanlig. Tvillinger i ortitten fortsetter ofte i epidotskallet. Ortitten er oftest nesten helt isotrop.

Biotitt. Pleokroisme: Z: rødlig eller grønnlig brun X: lysegul.

$N_z = (1.623 \pm 0.003 (\div) 2$ V liten. Tilsvarende $\text{FeO}:\text{MgO}$ ca. 2:3. (Tröger 1956). Inneslutninger av epidot og zirkon.

Hornblende. Langprismatisk. Ofte sammenvokset med biotitt. Pleokroisme: Z: blågrønn, Y: grønn, X: lys brunlig eller gullig grønn. $Z/c = 21^\circ$, $2V_x = (78 \pm 3)^\circ$, $N_z = (1.672 \pm 0.002)$.

Kvarts. Undulerende utslukning.

Titanitt. Dråpeformede korn. Tydelig pleokroisme: lysbrunt til gult.

Aldersrekkefølgen mellom mineralene er klar: apatitt, epidot, titanitt, biotitt, hornblende, andesin.

c) *Glimmergneis med granatporfyroblaster.*

Bergarter med granater som en hovedbestanddel finnes i Holmvassåsen, Kappfjellet og litt vest for Øvre Fiplingvatn. Det dreier seg om tynne soner med under 10 m mektighet. Disse gneisene har foruten granat også biotitt, plagioklas, og kvarts som hovedbestanddeler, dessuten finnes gjerne noe muskovitt. De skiller seg altså fra de ordinære biotitt-plagioklasskifer ved å ha mer Fe, Mg og Al enn det som kan bindes i biotitten, eller man kan si at de har et underskudd på kalium sammenlignet med biotitt-plagioklasgneisene.

d) *Staurolitt- og distenførende glimmerskifer.*

Et enda større overskudd på Al, Fe og Mg enn de granatførende gneiser har en disten- og staurolittførende glimmergneis som opptrer i nær tilknytning til den granatrike skifer i Kappfjellet. Bergarten fører foruten disten og staurolitt også almandin, muskovitt, biotitt, plagioklas og kvarts. Utbredelsen av denne bergarten synes å være nokså liten. Det ser ut til at almandin og muskovitt oftest erstatter disten og staurolitt som Al-mineraler. I slip viser disse mineralene interessante forhold:

Disten. Noen få nåler er synlige i håndstykke, de fleste individer er bare synlig med mikroskop. Elongasjon etter c-aksen. Utslukning Z/c på (100) er ca. 28° , på (010) ca. 7° . Spalteriss godt utviklet, særlig etter (001). Tvillinger etter 100 er funnet et par steder. Nålene er langs randen omvandlet til et aggregat av finskjellet muskovitt, spesielt hvor distenen har ligget i kontakt med biotitt. Noen steder er det bare et aggregat av muskovitt og biotitt tilbake av distenen. Almandin opptrer i forbindelse med muskovitt-biotitt-aggregatene.

Staurolitt. Uregelmessige korn med kvartsinneslutninger. Viser ingen omvandlingstegn.

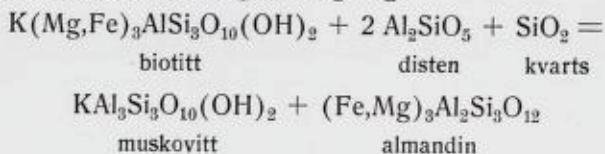
Almandin. Ordinær. Opptrer oftest sammen med muskovitt-biotitt-aggregatene, dette tyder på en genetisk sammenheng.

Muskovitt. Finnes bare i de nevnte aggregater oppstått ved en reaksjon mellom disten og biotitt.

Biotitt. Pleokroisme: Z: Rødlig brun, X: gul. Den sterke rødlige farge skyldes antagelig et høyt Ti-innhold, da bergarten er rik på rutilkorn.

Plagioklas. Sammensetning ca. $An_{35}Ab_{55}$.

Parageneser med både disten, staurolitt og almandin har av Th. Vogt (1927) og Eskola (1939) blitt forklart som et utslag av kjemisk ulikevekt i bergarten. Ramberg (1943) derimot forklarer det ved hjelp av staurolittens og granatens forskjellige evne til å ta opp MgO isteden for FeO i gitteret. I vårt tilfelle er staurolitten tilsynelatende helt stabil og har ikke deltatt i noen reaksjoner. Derimot er det utvilsomt at biotitt og disten har reagert etter følgende ligning:



Dette fremgår av muskovittranden rundt disten-nålene og den nære sammenheng mellom muskovitt og almandin. Det er likeledes helt klart at reaksjonen har stoppet opp uten at biotitt eller disten er oppbrukt. Det er derfor mest sannsynlig at paragenesen er et uttrykk for kjemisk ulikevekt i vårt tilfelle. Ifølge Th. Vogt (1927) er staurolitt stabil ved noe lavere temperatur enn disten, mens Barth har hevdet at bergartens H₂O-innhold er avgjørende for hvilket mineral som skal dannes da staurolitten er vannholdig i motsetning til disten. Muligens er begge oppfatninger riktige, da jo bergartens H₂O-innhold vanligvis avtar ved økende temperatur. At distenen er blitt ustabil og har begynt å reagere med biotitt, mens staurolitten er tilsynelatende helt stabil kan derfor i vårt tilfelle best forklares ved at reaksjonen, biotitt + disten + kvarts = muskovitt + almandin, har foregått ved tilbakeskridende metamorfose. Dette gir også en rimelig forklaring på at reaksjonen ikke har gått fullstendig. Reaksjonshastigheten ved tilbakeskridende metamorfose synes ofte å være langt mindre enn ved stigende metamorfose, og det er derfor større sannsynlighet for at en reaksjon skal stoppe opp

ved en tilbakeskridende enn ved en stigende metamorfose. Det er således grunn til å tro at venstre side av ovenstående ligning er høytemperatursiden.

e) *Muskovittrik skifer.*

Øst for Rørskarakselen går glimmergneisen over i glimmerskifer. Denne er finkornet og har en utpreget kruskløv. Plagioklas (oligoklas) finnes i små mengder, og skiferen er rikere på muskovitt enn glimmergneisene. Foruten muskovitt inneholder skiferen biotitt og store mengder kvarts. Klorittpseudomorfoser etter granat er vanlig. Denne skiferen har derfor en lavere metamorfose- og feltspatiseringsgrad enn glimmergneisene som finnes vest for Seterfjellets skyvegrense.

Glimmergneisenes dannelse.

Ser vi på de beskrevne glimmergneiser under ett, er det naturlig å tolke dem alle som geosynklinale sedimenter som senere har gjennomgått en sterk regionalmetamorfose. Det er en ganske stor variasjon i den kjemiske karakter som må være av primær art. Dette fremgår av at de forskjellige typer har en lagvis opptreden som må tolkes som variasjoner i det sedimenterte materiale fra tid til annen. Det høye natriuminnhold er imidlertid ikke lett å forklare som et sedimentært trekk hvis vi forutsetter en normal forvitring. Plagioklasrike pegmatittiske slirer i gneisene kunne tyde på at Na og Ca er tilført. Glimmerskiferen i det østlige område (Kvigtind-dekket) er fattig på Na og Ca slik som pelittiske sedimenter oftest er. Det er imidlertid ikke mulig å finne noe avgjørende bevis for at glimmergneisene har hatt en tilsvarende sammensetning. En metasomatisk dannelsesmåte for glimmergneisene i Sel og Vågå er foreslått av Strand (1951). Han diskuterer også muligheten for at slike glimmer-plagioklasgneiser kan dannes ved metamorfose av gråvacker eller kalkholdige fylliter. Imidlertid kan man ikke ta det for gitt at sedimentet har gjennomgått en normal forvitring, det kan primært ha hatt en høy natrium- og kalsiumgehalt. Det kan i denne forbindelse nevnes at det i Grongfeltet finnes kalksandstener med store mengder albitt og epidot som ved en økende metamorfose ville gi en bergart av omtrent samme sammensetning som glimmergneisene. Men slike sedimenter har imidlertid neppe stor regional utbredelse. Sammenligner man de mest utbredte geosynklinalsedimenter med de mest utbredte paragneiser i fjellkjeder, får man et indium på at Na og Ca er tilført.

2. Lyse, granodiorittiske gneiser.

Disse bergarter finnes bare i den vestlige del av området og dominerer her i tre større felter:

1. Strøket Svenningsvatn—Majavatn.
2. I Kappfjellet.
3. Vest for Holmvasselv.

Det største av disse gneisfelter utgjør fjellgrunnen omkring vannene Svenningsvatn—Kjerringvatn—Sefrivatn—Majavatn, likeledes langs riksveien og Nordlandsbanen hvor bergarten kan studeres i en rekke gode skjæringer. Hovedmassen av denne gneisen er en grå, middelskornet bergart med godt synlige kvarts- og feltspatkorn, og 2—3 mm lange biotittflak. Biotitten gir bergarten en i felt lett synlig skifrig struktur. I strøket ved Sefrivatn og sydover er gneisen ofte mer fin-kornet og svakt rødlig farget. Unntaksvis, som på Dunfjell, finnes større mikroklinporfyroblaster. Gneisen inneholder en god del amfibolittiske linser av liten størrelse, lengden er gjerne noen få meter. Av og til kan man iaktta at disse basiske partiene har hatt en større lengde-utstrekning, idet flere linser ligger på rad etter hverandre, og tydeligvis representerer avslitte ganger eller lag. Linsene er i slike tilfelle oftest skarpkantet og oppsprukket i endene, mens kvarts-feltspatmateriale fyller sprekkene og mellomrommene. Unntaksvis finnes tynne marmorlag i gneisen, særlig i grenseområdene, men stort sett er marmorlagene begrenset til glimmergneisområdene. Pegmatitt- og kvartsårer forekommer rikelig i denne gneisen, de vil bli omtalt særskilt. Gneisen ved Kjerringvatn i vest er av en utpreget båndet karakter. Båndingen består i variasjoner av biotittinnholdet som gir avvekslende lyse og mørke lag som kan være fra noen mm til 8—10 cm bredde. Båndene er ved overgangen til den homogene gneis lite utholdende, man har her mer inntrykk av at kvartsfeltspatrikt materiale går som lange fliker inn i mer glimmerrik bergart. Vestover går den båndete gneis over i mer hornblendeholdige bergarter som til dels er utviklet som øyegneis og som har innleirede kalkstenslag med breksjer. I øst grenser den granodiorittiske gneis til et kalk-amfibolitt-kompleks. Grensen markeres ved at tynne kalkbenker begynner å opptre i gneisen, og kalk og amfibolittiske bergarter blir så etter hvert dominerende mot øst.

Den granodiorittiske gneis i Kappfjellet viser forhold som er helt analoge til gneisen ved Kjerringvatn både mineralogisk og hva grenseforholdene angår. Dette gneisfeltet kiler ut mot syd ved at gneisen danner en antiklinal med akse som faller mot syd.

Vest for Holmvasselv finnes en grå mikroklinførende gneis som av og til er svært lik de foran nevnte gneiser, men den er ofte utviklet som øyegneis med plagioklasporfyroblaster på opptil 2—3 cm størrelse. Grenseforholdene er som ved de to foran nevnte gneisområder.

Mineralogisk er de granodiorittiske gneiser karakterisert ved å ha kvarts, plagioklas, mikroklin og biotitt som hovedmineraler. Aksessorisk finnes: epidot, titanitt, hornblende, kalkspat, muskovitt, ortitt, granat, zirkon, apatitt, svovelkis og kobberkis. Kloritt finnes som sekundært omdannelsesprodukt av biotitt. For å få et bedre inntrykk av mineralenes innbyrdes mengdeforhold er mineralene tellet i slip ved hjelp av point-counter (Tab. 3). Hver modalanalyse er gjennomsnitt av 2—4 tellinger av slip, 500 punkter i hvert. De mest typiske slip er valgt for hver bergart.

Tabell 3.

	1. Kjerringvatn	2. Kappfjell	3. Vest for Holmvasselv
Kvarts	27 %	36 %	45 %
Plag.	30 %	37 %	20 %
Mikr.	20 %	15 %	13 %
Biotitt	19 %	11 %	11 %
Epidot	4 %	1 %	1 %
	100 %	100 %	100 %

Det må understrekes at forholdet mellom hovedmineralene varierer sterkt, særlig i den sydlige del av gneisområdet ved Sefrivatn og Kjerringvatn. Den kjemiske sammensetning må antas å variere tilsvarende. Et inntrykk av den kjemiske sammensetning gir følgende analyse av en rødlig finkornet prøve fra Sefrivatn.

Kvarts. Undulerende utslukning. Uten inneslutninger.

Plagioklas. Uregelmessige korn. Serisittisert. Inneslutninger av epidot ikke påvist. Sammensetninger fra 8—23 % anortitt er funnet; de sureste i mikroklinrike prøver. En svak uregelmessig sonarbygning

T a b e l l 4.

Vekt %		Mode (mol. %)	
SiO ₂	70.25		
TiO ₂	0.50		
Al ₂ O ₃	16.16	Mikroklin	21.7
Fe ₂ O ₃	0.31	Plagioklas An ₃	43 %
FeO	0.42		
MgO	0.85	Kvarts	23.5
CaO	1.25	Muskovitt	5.5
Na ₂ O	4.43	Biotitt	4.0
K ₂ O	4.36	Titanitt	1.8
P ₂ O ₅	0.10	Apatitt	0.3
H ₂ O(+)	0.50	Hematitt	0.2
H ₂ O(-)	0.12		
Sum:	99.42		100.0

Fargeindeks 11.8.

Analysert av Arne Grønhaug.

kan av og til sees. Myrmekitt er vanlig hvor plagioklasen grenser til mikroklin.

Mikroklin. Tvillinggitter ikke alltid utviklet. Flekk- og årepertitter forekommer. Inneslutninger av biotitt, epidot og plagioklas. Plagioklas-inneslutninger i optisk kontinuitet med plagioklasen utenfor mikroklin-individene er iaktatt. $X/(010) \geq (16 \pm 1)^\circ$.

Biotitt. Parallellordnet. Pleokroisme med brun absorpsjonsfarge i Z-retningen, lys gul i X, av og til mer grønnlig eller rødlig brun i Z. Tallrike inneslutninger av små runde zirkonkorn som omgir seg med en kraftig pleokroittisk halo. Epidot er også vanlig inneslutning.

Epidot. Gul med svak pleokroisme. Innesluttet i andre mineraler, særlig biotitt.

Dannelsen av de granodiorittiske gneiser.

Gneisene i de tre omtalte områder har så mange fellestrekk at de må ha en felles opprinnelse. Av grenseforholdene og av forholdet til de innesluttede amfibolitter er det lett å slutte at gneisdannelsen er en yngre prosess enn dannelsen av amfibolitt- og skifer-bergartene.

Grenseforholdene gjør det vanskelig å akseptere en magmatisk-intrusiv dannelsesmåte for de granodiorittiske gneiser slik som Rekstad

(1924) hevder. Det forhold at kalkbenker og skifre ved grensen ligger med uforstyrret strøkretning taler mot en slik forklaring. Gneisene må uten tvil ha en suprakrustal opprinnelse. Det er meget som tyder på at vi har med opprinnelige sedimenter å gjøre: Veksellagringen med sikre sedimenter og det høye kvartsinnhold er sterke indisier på dette. Båndingen i den vestlige del av gneisen ved Kjerringvatn kan tydes som en primær, sedimentær bånding. Dessuten har biotitten de samme runde zirkoninneslutninger som Ramberg (1943) påviste som et viktig kjenne-tegn ved sedimentene på Fosnahalvøya. Imidlertid er det meget som tyder på at gneisene ikke er dannet ved en ren rekrystallisasjon, men at det har foregått en kali-metasomatose med forandring av den opprinnelige kjemiske sammensetning. Mikroklininnholdet viser meget stor variasjon, og er særlig anrikt nær bruddsoner i berggrunnen. I slip ser man hyppig at mikroklinen er iferd med å fortrenge plagioklasen. Myrmekittfeltspat finnes ofte på grensen mellom mikroklin og plagioklas. Rundt enkelte av amfibolittene i gneisen er det en mørk, biotitttriksone som er dannet ved at hornblenden har gått over til biotitt og epidot under kalitilførsel. Det er tydelig at mikroklin er det yngste mineral i gneisen, idet den har inneslutninger av de øvrige mineraler.

En mulig forklaring er at de granodiorittiske gneiser er oppstått av grå, finkornete kvarts-oligoklas-bergarter som finnes i konforme soner i glimmergneisene. Denne bergart kan muligens være oppstått av keratofyrer ved CaO-metasomatose parallellt med dannelsen av glimmergneisene. Ved å erstatte 10—20 % oligoklas med mikroklin kommer man over til granodiorittisk sammensetning. Under granittiseringens første stadium vil CaO, MgO, FeO og Al_2O_3 tilføres, mens innholdet av de samme grunnstoffer vil minke under det annet stadium (Reynolds 1946).

3. *Kalkmarmorene.*

Metamorfe kalkstener er meget vanlige i det kartlagte område. Av større marmorsoner kan nevnes (fra vest mot øst):

- a) Holmvassmarmoren
- b) Marmorene i Kappfjellet
- c) Fiplingmarmorene
- d) Marmorene i Seterfjellet
- e) Sløskarmarmoren
- f) Biseggmarmoren.

I tillegg til disse finnes tallrike marmorbenker av mindre mektighet i glimmergneisene. Mektigheten for de større marmorsoner kan gå opp i flere hundre meter, men veksler langs strøket. Stort sett er marmorene meget utholdende, og der mindre benker kiler ut, kan utkilingen ofte sees å være av tektonisk art.

Marmorenes vanlige sidebergarter er glimmergneiser og amfibolitter, disse bergartene finnes også hyppig innleiret i marmoren. Som oftest er også selve marmoren uren med atskillig silikatmateriale. Det vanligste av disse silikatene vil bli beskrevet under kapitlet «Reaksjonsskarn».

Som oftest er marmorene kalkmarmorert med lite eller ingen dolomitt, men unntaksvis, som i Fiplingmarmoren, finnes dolomitt i avslitte lag (boudins).

En marmor fra Kappfjellet som antagelig er nokså typisk for marmorene i området er analysert kjemisk. Denne marmoren er en mindre benk som ligger innleiret i de sedimentogene amfibolitter i Kappfjellet (Analyse tab. 5).

T a b e l l 5.

CaO	50.35 vekt %
MgO	2.84 »
SiO ₂	1.74 »
Fe ₂ O ₃	0.45 »
Al ₂ O ₃	0.78 »
Na ₂ O	0.79 »
K ₂ O	0.03 »
CO ₂	43.33 »

Sum

100.31 vekt %

CaCO ₃	89.87 vekt %
MgCO ₃	6.65 »
Uopløst	3.48 »

Sum

100 vekt %

Anal.: Magne Gustavson.

Dolomitt er ikke funnet i denne marmoren, men det er ikke lett grundig nok til at man kan anta at alt MgCO₃ går inn i kalkspaten.

4. Reaksjonsskarn.

Ved grensen mellom kalksten og silikatbergart og i de mer urene kalkstener har det foregått reaksjoner som er av en viss interesse. Reaksjonsmineralene finnes på følgende måter:

1. Som spredte mineralkorn i selve marmoren.
2. Som en reaksjonssone i grensen kalksten-silikatbergart.
3. Som uregelmessige linser og lag i marmoren.

Reaksjonssonen ved kalkstenens grenser er gjerne fra noen millimeter til noen få centimeter tykk, neppe over 8—10 cm. De uregelmessige partier med reaksjonsmineraler inne i marmoren går sjelden over et par desimeters tykkelse og en meters lengde. Hornblende og pyroksen gir gjerne skarnet en grønn eller grønnsort farge. Følgende mineraler er vanlige i marmoren og i gressesonen mot sidebergartene:

Diopsid	Skapolitt
Klinozoisitt	Flogopitt
Epidot	Mikroklin
Titanitt	Plagioklas
Hornblende	Kvarts
Tremolitt	Ertser.

Alle disse er funnet i kontakt med kalkspat. Biotitt finnes i reaksjonssonen, men er i kontakt med kalkspat omvandlet til hornblende.

Mineralbeskrivelse:

Tremolitt. Vanlig i selve marmoren som lange fargeløse nåler. $N^x = 1.630$, $Z/c = 16^\circ$. Dette svarer til en nesten jernfri aktinolit.

Hornblende. Denne finnes rikelig i reaksjonssonen, men erstattes i selve marmoren av diopsid eller tremolitt. Et typisk trekk ved hornblendens i skarnet er at egenfargen i slip varierer innen ett og samme korn. Ofte er absorpsjonsfargen i Z-retningen litt sterkere i kjernen enn i randen av kornene. Pleokroisme. Z: blålig grønn. Y: grønn eller blålig grønn. X: gul eller nesten fargeløs.

$$(\div) 2V = (78 \pm 3)^\circ \quad N^x = (1.672 \pm 0.002), \quad Z/c = \text{ca. } 20^\circ.$$

Diopsid. Denne finnes i selve marmoren og ved grensen til silikatbergarten. Den mangler imidlertid i reaksjonssonen hvor det ikke er

rikelig med kalkspat. Det er alltid rikelig kvarts i de diopsidførende marmor. Makroskopisk er diopsiden lys grønn, i slip fargeløs eller svakt grønnlig

$$N_z = (1.700 \pm 0.003)$$

$$N_x = (1.673 \pm 0.003)$$

Dobbeltbrytning: 0.027.

Utslukning Z/c: 39—41°.

(+) 2V: (58 ± 2)°.

Klinozoisitt og epidot. Opptrer i skarnet som uregelmessige korn og danner en matrix for de øvrige reaksjonsmineralene. Ofte er det tydelig at epidot er dannet ved en omvandling av en plagioklas som er blitt ustabil i kontakt med kalkspat.

Skapolitt. Som spredte korn i enkelte marmor. Etter den høye dobbeltbrytning sannsynligvis en basisk karbonatskapolitt.

Titanitt. Titanittmengden øker inn mot kalken samtidig med at biotitten går over til hornblende.

Plagioklas. Et anortittinnhold på 8—10 mol % er vanlig i kontakt med kalkspat. I reaksjonssonen er målt anortittinnhold på opptil 58 mol %. Ujevn sonarbygning enkelte steder.

Mikroklin. Finnes ganske rikelig i marmorene ved grensen til de granodiorittiske gneiser.

Kvarts. Alltid stabil i kontakt med kalkspat.

Av de mange reaksjoner som har ført til dannelsen av skarnet skal bare omtales et par:

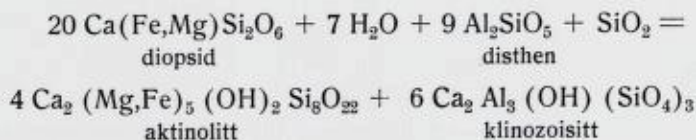
Forholdet mellom tremolitt og diopsid er interessant. Tremolitt er stabil ved lavere temperatur enn diopsiden. Ved en høyere temperatur vil tremolitt kunne reagere med kalkspat og gi diopsid. Denne reaksjon krever kiseltsyre. Det er derfor interessant å legge merke til at de diopsidførende marmor alltid har fri kvarts, mens de tremolittførende har lite eller ingen kvarts. Derfor kan det være grunn til å tro at diopsiden vanligvis er dannet på ovenstående måte og at diopsidens dannelses-temperatur i de fleste tilfelle er nådd selv om tremolitt opptrer i mange av marmorene. Samme forhold er iaktatt av Ramberg (1943).

Biotitten har i kalkspatkontakten gått over til hornblende. Det frigjorte kalcium går enten inn i nydannet mikroklin eller føres vekk i oppløsninger. Samtidig med hornblendedannelsen utskilles titanitt som

ofte finnes innesluttet i hornblendene. Det vesentlige av dette titan skriver seg antagelig fra biotitt som jo kan inneholde betydelige mengder TiO_2 .

5. Kvartsitter.

Kvartsittlag av mindre mektighet finnes på Rørskarakselen, Gaksfjell, Krokfjell, Seterfjell og nordøst for Tomasvatn. Bergartene er oftest tykkbenkete og ganske hvite. Rørskarakselens kvartsitt er den mektigste. Den har en maksimal mektighet på ca. 50 m. Den har avslitte, linseformete, opp til 5 cm tykke lag av ganske ren grafitt. Dessuten har den mørke striper og bånd rike på diopsid, aktinolit, epidot, titanitt og ilmenitt. Diopsiden har en randsone av aktinolit og klinoisitt. Dannelsen av randsonen kan ha foregått etter ligningen:



Reaksjonen er i så tilfelle drevet så langt til høyre som Al_2O_3 -innholdet rekker.

6. Amfibolitter.

Som amfibolitter regnes her bergarter med hornblende og plagioklas som hovedminerale, tilsammen utgjør disse alltid over 50 % av mineralene i de bergarter som her omtales. Bortsett fra ett tilfelle hvor amfibolitten tydelig skjærer gjennom den tilgrensende glimmergneisen er amfibolittene konkordante med sidebergarten. De har ofte en langstrakt linseform. I det vestlige området har amfibolittene en ganske tydelig skifrihet, i øst er de mer masseformige. Hornblendene er også noe forskjellige i de østlige og de vestlige amfibolitter. De vil derfor bli omtalt hver for seg:

6. Amfibolitter.

Tallrike linser av masseformig amfibolitt finnes i disse strøkene. De kan også anta betydelige dimensjoner. I vestsiden av Seterfjellet finnes en ca. 100 m mektig sone av amfibolitt, lengdeutstrekningen av denne er ukjent. Disse amfibolittene er middels- til grovkornige, av og

til har de hornblendenåler og plagioklaskorn på opp til 0,5 cm. lengde. Mineralogisk er disse amfibolittene enkle, med hovedsakelig hornblende og plagioklas, i mindre mengder finnes pyroksen, granat, epidot, titanitt, biotitt og kvarts.

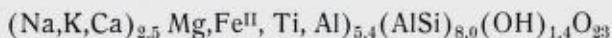
Hornblende. Makroskopisk mørk grønnlig, i slip har den ofte brune eller brungrønne farger. I mange tilfelle er det ingen tvil om at hornblenden er en uralitt, pyroksenens krystallomriss er ofte bevart, av og til finnes også en kjerne av pyroksen i hornblenden. Hornblenden er oftest kortprismatisk i disse amfibolittene. Tvillinger etter (100) er ganske vanlige. En kjemisk analyse ble utført av en ren brun hornblende fra Bolkskaret (Tab. 6). Analysen ga:

T a b e l l 6.

SiO ₂	44.29 vekt %
TiO ₂	3.52 »
Al ₂ O ₃	16.50 »
Fe ₂ O ₃	0.00 »
FeO	7.00 »
MgO	14.11 »
CaO	10.95 »
Na ₂ O	2.12 »
K ₂ O	1.26 »
H ₂ O (+)	0.45 »
H ₂ O (-)	0.22 »
Sum	100.42 vekt %

Analysert av Magne Gustavson.

Som man ser er denne hornblenden meget rik på Al₂O₃ og TiO₂, mens alt jern foreligger i toverdig form. Det er grunn til å tro at hornblendens brune farge skyldes titaninnholdet. I hornblenden i vestligere strøk av feltet er fargen grønn til blågrønn, der foreligger titanet imidlertid bundet som titanitt som ofte er innesluttet i hornblenden. Det er derfor sannsynlig at den brune hornblende går over til den blågrønne type under utskillelse av en del av sitt titan i form av titanitt. Lignende forhold er beskrevet av Th. Vogt fra Sulitjelma (1927, s. 298). Beregnet med 24 surstoffatomer blir hornblendens formel:



Optisk har hornblenden følgende egenskaper:

Pleokroisme: Z: rødlig brun, Y: brun, X: lysbrun eller gul.

Utslukning Z/c ca. 17°

$N_y = (1.670 \pm 0.003)$

(÷) $2V = \text{ca. } 75^\circ$

Interferensfargene er av 2. orden.

Den vanlige hornblende i disse amfibolittene har ofte en mer grønnlig brunfarge. Lysbrytningen kan være en tanke høyere og utslukningsvinkelen går maksimalt opp i 23° .

Plagioklas. Som oftest er plagioklasen i disse amfibolittene utviklet som jevnstore korn $\frac{1}{2}$ —1 mm størrelse, til dels med krystallflater. I Seterfjell har den en sammensetning på mellom An_{40} og An_{45} , i en prøve er det målt 62 mol % anortitt. Plagioklasen er alltid uomvandlet.

Biotitt. Sterk pleokroisme i rødbrunt til fargeløst. Dette tyder på et høyt titaninnhold.

Svoelkis. I østskråningen av Kvigtind finnes gangformige amfibolitter med kisimpregnasjon.

De øvrige mineraler er av mindre interesse og betydning.

Med sin massive struktur, grovkornighet og homogene sammensetning er det vanskelig å tolke disse amfibolittene som annet enn intrusive gabbroide dyp- eller gang-bergarter. Primært må de ha bestått av vesentlig plagioklas og pyroksen (evt. hornblende). Pyroksen har senere gått over til hornblende, mens plagioklasen er mindre påvirket av senere prosesser. De ofte pent utviklede plagioklaskrystaller stemmer godt med at de er dannet primært i et magma.

b) *Intrusive amfibolitter i vestligere strøk.*

I strøkene vest for øvre Fiplingvatn finnes også amfibolitter av antatt intrusiv opprinnelse. Ca. 1 km øst for Sefrivatn stasjon finnes en amfibolittlinse på ca. 50×400 m. Av betydning for tolkningen av denne amfibolitten er at det er uregelmessige og gjennomskjærende partier av amfibolitt i glimmergneisen noen få meter fra grensen til amfibolittlinsen. Selve grensen er ikke blottet. Dette må tolkes som apofyser fra amfibolitten. Det er derfor naturlig å tolke denne amfibolitten som intrusiv. De øvrige linseformige amfibolitter i dette området er av samme karakter og må antas å ha en lignende opprinnelse. Sett under ett er disse amfibolittene mer skifrige og også mineralogisk

noe forskjellige fra de intrusive amfibolitter i Seterfjell og østligere strøk.

Hornblenden i disse vestlige amfibolittene er av en litt annen type enn i de intrusive amfibolitter i øst. Derimot synes det ikke å være noen vesentlig forskjell mellom hornblenden i de sedimentogene amfibolitter (se neste avsnitt) og i de intrusive, heller ikke mellom hornblenden i reaksjonsskarnet og i amfibolittene.

Pleokroisme: Z: blågrønn, Y: rent grønn, X: lys gul eller gulbrun.

Pleokroismen er av og til sterkere omkring titanittkorn.

Lysbrytning: $N_z = (1.672 \pm 0.002)$

$N_y = (1.664 \pm 0.002)$

$N_x = (1.655 \pm 0.0002)$

Dobbeltbrytning 0.017

Utslukning Z/c = ca. 20°.

Antagelig inneholder denne hornblende mindre TiO_2 enn den brune hornblende, da titanet i disse amfibolittene synes å gå inn i titanitt som oftest ligger innesluttet i hornblenden. Da TiO_2 hever brytningsindeksen for hornblender (Foslie, 1945), kan dette være grunnen til den noe lavere brytningsindeks i den grønne hornblenden.

Plagioklas. Underordnet i mengde. Av og til litt saussurittisert. Sammensetning omkring An_{83-85} . Tvillinger etter albitt-, periklin- og Karlsbaderloven.

Pyroksen. En monoklin pyroksen forekommer av og til som delvis uralittiserte korn. Svakt grønn i slip. Utslukning Z/c ca. 40°. Antagelig er det en diopsid.

Andre mineraler er *epidot-klinozoisitt*, *granat* og *titanitt*.

c) *Sedimentogene amfibolitter.*

En interessant gruppe bergarter finner man i Kappfjellet øst for gneisområdet ved Kjerringvatn. Amfibolittiske bergarter står her veksellagret med tynne kalkbenker og glimmergneis i en flere hundre meter mektig sone som strekker seg 8—10 kilometer i nord-sydlig retning. Hovedmengden av disse bergarter skiller seg fra de øvrige amfibolitter ved sin store lengdeutstrekning og ved en sterk mineralogisk variasjon tvers på strøket. Man finner diopsidførende amfibolitter, granat-amfibolitter, biotittrike amfibolitter og epidot-amfibolitter. Denne sterke variasjon tvers på strøket, den store lengdeutstrekning og veksellagrin-

gen med sikre sedimenter sammen med en ganske stor kalk- og kvartsrikdom gir disse amfibolittene et sedimentært preg. Det er rimelig å anta at de er dannet ved metamorfose av sedimenter som kan tenkes å være i det alt vesentlige kalkblandet terrigent materiale.

Av lignende opprinnelse kan man også regne de amfibolittiske bånd i Sløskarmarmoren som mineralogisk ligner sterkt på Kappfjellamfibolittene. Vanlige mineraler i disse sedimentogene amfibolitter er: Hornblende, plagioklas (An_{33-35}), epidot-klinozoisitt, diopsid, biotitt, granat, kalkspat, kvarts, titanitt og magnetkis.

Hornblenden er av den blågrønne type i Kappfjellet, og av en mer brungrønn type i Sløskarmarmoren.

$$N_z = (1.675 \pm 0.002), \quad Z/c = (17^\circ \pm 1^\circ), \quad 2V_x = (81 \pm 3)^\circ$$

De øvrige mineraler er som i de intrusive amfibolitter. Spesifikk for de sedimentogene amfibolitter er kalkspat, epidot og kvarts.

d) *Delvis granittiserte amfibolitter.*

I de granodiorittiske gneiser finnes amfibolitter bare i små linser. De har ofte en diffus grense til gneisen. Disse diffuse grenser skyldes at amfibolittene er påvirket av den samme kali-metasomatosen som har virket i gneisene. Den vesentligste mineralogiske forandring som har foregått er at hornblenden ved kalitilførselen har gått over til biotitt og epidot. I slip kan man se at hornblende er «korrodert» og omvandlet til biotitt og epidot som finnes i intim sammenvoksning. Av og til er all hornblende omvandlet og det eneste som er igjen av amfibolitten er et mørkt parti i gneisen som består av biotitt, epidot, plagioklas og kvarts.

Kalsium som frigjøres ved reaksjonen kan enten gå inn i epidot eller i titanitt eller det vekkføres i oppløsninger. For å få et bedre bilde av de forandringer som amfibolitten har undergått, er en omvandlet amfibolitt analysert og sammenlignet med en amfibolitt fra Sulitjelma som har en for amfibolitter normal sammensetning (Tabell 7).

Hvis vi forutsetter at den granittiserte amfibolitt ikke har hatt spesielle kjemiske egenheter, kan man ved å sammenligne analysene slutte at K_2O og TiO_2 må være tilført, mens CaO og MgO er ført vekk ved granittiseringen. Om de øvrige oksyder kan man ikke trekke noen slutninger.

I Granittisert amfibolitt, Kjerringvatn, anal. M. Gustavson.

II Hornblendegabbro, Sulitjelma, (Vøgt 1927, s. 299).

T a b e l l 7.

	I	II
SiO ₂	53.10 vekt %	49.23 vekt %
TiO ₂	3.75 »	0.26 »
Al ₂ O ₃	18.52 »	17.41 »
Fe ₂ O ₃	3.24 »	1.23 »
FeO	5.91 »	5.76 »
MnO	0.17 »	0.08 »
MgO	2.20 »	9.13 »
CaO	7.09 »	12.00 »
Na ₂ O	2.42 »	2.97 »
K ₂ O	3.44 »	0.31 »
P ₂ O ₅	0.22 »	spor
H ₂ O	0.82 »	2.00 »
Sum	100.88 vekt %	100.73 vekt %

CIPW-norm:

	I	II
q	1.7	—
nef	—	2.2
ab	25.2	27.5
or	25.0	2.6
an	35.6	42.5
Σ sal	(87.5)	(74.8)
wo	1.3	5.9
en	2.7	3.6
fs	1.0	2.0
fa	—	4.4
fo	—	7.5
mt	3.3	1.5
il	0.7	0.3
Σ fem	(12.5)	(25.2)
Sum	100.0	100.0

NIGGLI-verdier:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz
I	147	30.1	36.2	21.0	12.7	0,48	0.40	÷4
II	105	21.8	43.6	28.1	6.5	0,06	0.74	÷21

Mode-beregninger:

I		II	
Kvarts	12	Labrador($An_{54}Ab_{46}$)	40.5
Oligoklas	50	Hornblende	56.2
Epidot	6	Magnetitt	1.0
Biotitt	29	Ilmenitt	0.3
Titanitt	3	Rutil	0.1
	<hr/>		<hr/>
Sum	100	Sum	98.1

Plagioklasen har albitt- og karlsbodertvillinger og er noe serisittisert. Sammensetning ca. $An_{20}Ab_{80}$.

Amfibolitten øst for Kukulumpen er rik på mikroklin-pegmatittgangene. Nær grensen mot disse er amfibolitten omvandlet til klorittfels med et titanittinnhold på 9.4 ± 1.2 volum %. Bergarten får da et TiO_2 -innhold på 3.5 ± 0.4 vekt %. Plaseres alt dette TiO_2 i hornblenden i en amfibolitt med 50 % hornblende, får denne hornblenden et TiO_2 -innhold på over 5 %. Dette er langt mere TiO_2 enn hva vanlig grønn hornblende kan inneholde. TiO_2 må derfor her ha blitt tilført sammen med det granittiske materiale i gangene. Titansyren har bundet CaO i amfibolitten og falt ut som titanitt.

7. Trondhemitt og granodioritt.

a) Lille Kjukkelenes eruptivmassiv.

Etter metamorfosegraden hører bergarten til det lavmetamorfe område øst for Kvigtindekket. Tektonisk tilhører den det overskjøvne. Hele massivet er sterkt tektonisk påvirket. Overdekningen gjør det vanskelig å finne oppknusningssonen i vestskråningen av 1. Kjukkelen. Bergarten viser økende grad av kataklase og økende mengde av kvartsslirer nedover mot det overdekkete område. Noen steder finnes flak av grønn skifer på overflaten av eruptiven.

I sammensetning er bergarten granodiorittisk. Mikroklin utgjør anslagsvis 20 vol %. Plagioklasen er en albitt med maksimalt 3 mol % anortitt. Den har undergått en kraftig sausrittisering og er ofte grønn av epidot i håndstykke. Kvarts forekommer i druser og bånd. Andre mineraler er biotitt og titanitt.

b) *Ganger i Skletfjell.*

Granodioritten i Bleikarfjell er beskrevet av Foslie og Strand (1956). Den sender ganger inn i området i sydhellingen av Skletfjell. Den er derfor yngre enn glimmergneisene her. Gangene er likevel foldet. Litt syd for kartgrensen, ved Orrekelva, finnes roterte bruddstykker av glimmergneis i granodioritten. Massivet dukker ned under Skletfjell.

c) *Simskarvfjellmassivets trondhemitt.*

Massivet i Bleikarfjell som dukker ned under Skletfjell kommer frem i dagen igjen nord for n. Biseggvatn og finnes som et stort massiv i Måskarvfjell og Simskarvfjell. Bergarten er lys og av middels kornstørrelse, den har ofte små grønne flekker som skyldes epidot. Kvartsen finnes i sukkerkornete ansamlinger mellom de større plagioklaskorn. Feltspaten er helt overveiende en sausrittisert og serisittisert plagioklas, og er oftest en grumset grøt av epidot- og muskovittkorn i en grunnmasse av sur plagioklas. Mikroklin er tilstede i små mengder. På grunn av sin omvandlede karakter kan bergarten kalles meta-trondhemitt. I massivet finnes en del inneslutninger av glimmergneis og kalksilikatbergarter. Disse inneslutningene finnes først og fremst langs grensene og i de høyeste fjellpartiene. Dette siste kan tyde på at trondhemittens tak ikke har ligget så svært høyt over disse toppene. Grensene er stort sett konkordante i syd og vest, i øst og nordøst er grensen tektonisk til de lavmetamorfe skifre østenfor. Trondhemitten sender ganger inn i de tilgrensende skifre i Kvigtind-dekket og er uten tvil yngre enn disse. Det finnes også trondhemittiske og granodiorit-tiske ganger som ikke står i synlig forbindelse med hovedmassivet, særlig i Seterfjellet er disse utbredt. Mange av disse gangene er i store trekk parallelle med skifriheten i glimmergneisene som hovedmassivet og er sannsynligvis intrudert samtidig med hovedmassivet.

Den gjennomsnittlige kjemiske sammensetning av Simskarvfjellmassivet er bestemt ved en kjemisk analyse utført på materiale samlet fra en rekke lokaliteter. Sammen med analysen er oppført to analyser av lignende bergarter fra Namsvatn-bladet, (Foslie og Strand, 1956):

Tabell 8.

	I	II	III
SiO ₂	71.60	66.71	74.75
TiO ₂	0.60	0.42	0.09
Al ₂ O ₃	17.92	15.89	14.01
Fe ₂ O ₃	0.40	1.62	0.67
FeO	0.33	1.67	0.39
MnO	spor	0.07	0.04
MgO	0.11	1.07	0.26
CaO	1.84	3.64	2.01
BaO	—	0.07	0.04
Na ₂ O	3.54	4.01	4.50
K ₂ O	2.32	3.07	2.59
CO ₂	—	0.32	0.04
P ₂ O ₅	—	0.12	0.01
S	—	0.02	0.03
H ₂ O(+)	1.00	1.28	0.51
H ₂ O(÷)	0.00	0.06	0.03
Sum	99.76	100.04	99.97

I: Meta-trondhemitt, Måsskarfjell—Simskarfjell. Anal. M. Gustavson.

II: Meta-trondhemitt, Gjukare Jappo (Foslie og Strand, 1956, anal. 12, s. 73).

III: Lys granodioritt, høyde 892, Namsvatn (Foslie og Strand, 1956, anal. 13, s. 73).

CIPW-norm:

	I	II	III
q	24.50	23.01	33.75
or	16.50	18.07	15.57
ab	34.90	33.80	38.25
an	21.40	15.29	9.73
c	0.60	0.41	0.10
Σ sal	(97.90)	(90.58)	(97.40)
hy	0.30	3.96	0.78
mt	—	2.32	0.93
il	0.70	0.76	0.15
hem	0.20	—	—
ap	—	0.28	—
Σ fem	(1.20)	(7.32)	(1.86)
CaCO ₃	—	0.70	0.10
H ₂ O	1.10	1.36	0.66
Sum	100.20	99.96	100.02

NIGGLI-verdier:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	qz
I 391	57.7	4.6	10.8	26.9	0.30	0.38	2.35	+183	
II 286	40	18	17	25	0.33	0.38	0.94	+ 86	
III 423	46.5	7	12	35	0.28	0.32	1.76	+183	

Mode-beregninger:

	I	II	III
Kvarts	20	26	36
Mikroklin	2	0	16
Plagioklas	30	35	34
Epidot	15	14	8
Muskovitt	28	1	4
Biotitt	3	22	1
Titanitt	2	0	0
Apatitt	0	x	x
Kalkspat	0	1	0
Jernerts	x	x	0
Sum	100	99	99

Som man ser viser analysene likheter og også petrografisk er likheten stor (se Foslie og Strand, 1956). Det er derfor naturlig å betrakte intrusivene ved skyveplanet på kartbladene Namsvatnet og Børgefjell og sikkert også på kartblad Hattfjelldal som et mer eller mindre sammenhengende intrusivlegeme med en bølgende overflate som gjør at det enkelte steder dukker ned under glimmerskiferne.

8. *Ultrabasiske bergarter.*

Omkring oppkussningssonen i Seterfjellets østskråning forekommer det endel dunittkupper. Bergarten har en hud, 1—2 cm. tykk, av antofyllittfibre som stråler radiært ut fra kuppenes overflate. Kuppene er gjennomsett av uregelmessige sprekker som er fylt med tversgående antigorittblad samt litt talk og magnetitt.

Olivin utgjør over 85 volum % av bergarten. Utslukningen er undulerende, ofte i vifteform, og tvillinger opptrer hyppig.

$N_z = (1.699 \pm 0.003)$, $2V_z = (93 \pm 2)^\circ$. Disse målinger skulle svare til et fayalittinnhold på (15 ± 3) mol % (Tröger, 1956).

Antigoritt er ufarget og optisk positiv med både positiv og negativ elongasjon. Tvillinger etter basis forekommer ofte.

Antofyllitt (røntgendiagnose) finnes i kontakt med olivin. Stavformet, ufarget, med spaltbarhet også langs basis. Det negative optiske tegn og den forholdsvis høye dobbeltbrytning viser at mineralet er fattig på FeO (Tröger, 1956).

En *amfibol* forekommer sammen med antofyllitt i litt tykkere prismen enn dette. Mineralet forekommer i antigoritt- og talkmassene. Tvillinger parallelle med (100) vanlige. Z/c: $(15 \pm 1)^\circ$. Ufarget og optisk positiv, stor aksevinkel. Mineralet er muligens en tremolitt, men kunne også etter de optiske data være cummingtonitt.

Talk forekommer i fibrige eller bladformige masser rike på små avlange magnetittinneslutninger som ligger parallellt med fibrene. Tilsynelatende enakset, optisk tegn negativt. Ofte innesluttet i olivin.

Magnesitt har bare en spalteretning. Små korn innesluttet i olivin.

Picotitt i store gyllenbrune, isotrope korn med høyt relieff. Har oftest svart randsone, antagelig av magnetitt.

9. *Dunittkonglomeratet.*

I Rørskarakselen, ca. 4 km. øst for raden av dunittkupper, forekommer det en sone med konglomerat. Den er ca. 1 km. lang, maksimalt 8 m bred, og ligger konformt med sidebergartene (fig. 1). Bergarten inneholder godt rundete, avlange eller kuleformete boller opptil 30 cm i diameter. Bollene består hovedsakelig av olivin, men har en skorpe av serpentin og antofyllitt. Denne skorpe står ut på forvitret overflate, mens olivinkjernen åpenbart er lettere oppløselig. Grunnmassen består av antigoritt, antofyllitt, talk og magnesitt. Denne forvitrer enda lettere en olivinen, slik at bollene står ut på forvitret overflate. Bergarten er helt uten lagdeling, og det ser ikke ut til at bollenes lengderetning har noen fremherskende orientering. Sidebergartene viser ingen spesielle tegn på kataklase som kunne tyde på at bollestrukturen er oppstått under de tektoniske bevegelser.

Analoge konglomerater er beskrevet fra Otto (Strand, 1951) og fra Bjørkvatnet i Västerbotten (Kulling, 1933). De forekommer her i lagserier av underordovicisk alder.

10. *Pegmatitter.*

I gneisene finnes en god del ganger, linser og slirer av grovkornete kvarts-feltpatbergarter. Gangene kan grupperes etter forekomstmåten i to typer:



Fig. 1. Dunittkonglomeratet i Rørskarakselen. Bollene består av olivin og har en skorpe av antofyllitt. Grunnmassen består av antigoritt, talk, magnesitt og antofyllitt.

The dunite conglomerate of Rørskarakslen. The nodules consist of olivine, and have an outer rim of anthophyllite. The ground mass consists of antigorite, talc, magnesite and anthophyllite.

a) Linser og slirer som er foldet og har boudinage-struktur og som forekommer som isolerte plateformete legemer i glimmergneisene. Linsene er oftest konforme med gneisen, men skjærer ofte gneisen over ved kantene. Mineralene er vesentlig oligoklas og kvarts. Rød granat finnes ofte i sterkt varierende mengder. Biotitt og muskovitt er vanlige aksessorier.

b) Gjennomsettende og vertikaltstående årer med sterkt varierende tykkelse og retning. Ofte har disse årene et nord-sydlig forløp. De opptrer særlig hyppig i de granodiorittiske gneiser. I motsetning til pegmatitter av type a) er disse årene ikke foldet. Mineralogisk er de enkle

med oligoklas, mikroklin og kvarts som hovedbestanddeler. Biotitt forekommer aksessorisk.

Pegmatitter svarende til disse to typer er beskrevet av Lien (1956) fra Hattfjelldal. Han kommer til det resultat at de står i forbindelse med granittiseringsprosessene som gneisene har vært utsatt for og mener at de er replacementpegmatitter. Det samme kan være tilfelle i vårt område, spesielt synes de mikroklinførende årer av type b) å stå i forbindelse med kalitilførselen i de granodiorittiske gneiser. Noen magmatisk karakter har disse pegmatittene avgjort ikke.

11. Aldersforholdet mellom eruptivene.

Eruptivene i feltet omfatter både sure og basiske ledd. De sure ledd representeres av trondhemittiske og granodiorittiske bergarter, de basiske av amfibolitter og dunitter. Aldersforholdet mellom trondhemitter, granodioritter og amfibolitter er helt klart idet det flere steder er iaktatt at trondhemittiske og granodiorittiske ganger setter gjennom amfibolitter. De granodiorittiske ganger er i motsetning til de trondhemittiske ikke foldet om loddrette akser, og er derfor sannsynligvis yngre. Dunittenes alder er mer usikker. Etter det som er kjent fra andre deler av Nordland er dunittene det eldste ledd blant eruptivene (C. W. Carstens, 1924, Rekstad, 1924). Så lenge det ikke er påvist at dunitter er dannet til forskjellige tider i orogenesisen, må det være rimelig å slutte at dunittene er eldst også i dette området. Rekkefølgen er da: 1) dunitter, 2) amfibolitter, 3) trondhemitter og granodioritter.

12. Kataklastiske bergarter.

a) Oppknusningssoner.

Oppknuste bergarter finnes i fire markerte soner i området. Disse sonene mangler skifrihet og er upåvirket av folding. Ofte er mylonittene tydelig båndete. Båndingen er parallell med gneisenes skifrihet og noen vinkeldiskordans mellom bergartene på begge sider er det ofte vanskelig å oppdage. Bare enkelte steder, som i østsiden av Seterfjellet, er det tydelig å se at mylonittsonen skjærer skrått gjennom gneisenes skifrihet. Mylonittene varierer i kornstørrelse fra tette, flintaktige grønne eller blåsorte bergarter til grove breksjer med rekrystallisert kvarts langs bruddlinjene (Fig. 2).

Foruten den kataklastiske tekstur er det høye klorittinnhold typisk. Disse bergartene inneholder vanligvis også en del mikroklin både som



Fig. 2. Breksjen i skyvesonen sydøst for Kvigvind. Bruddstykker av gneis i kvartsgrunnmasse.

The thrust zone east of Kvigvind. Fragments of gneiss in a quartz ground mass.

porfyroblaster og porfyroklaster. Mikroklinkornene kan være flere centimeter i tversnitt. Også i glimmergneisene på siden av sonene finnes av og til mikroklin, men innholdet av dette mineral avtar raskt til sidene. Breksjen øst for Kvigvind går over i øyegneiser med store blå mikroklinporfyroklaster.

b) *Tektoniske ganger.*

Tektoniske sprekkefyllinger som opptrer som ganger forekommer enkelte steder nær mylonittsonene, f. eks. på Dunfjell og i amfibolitten sydøst for Kukulumpen. Bergarten består hovedsakelig av store røde mikrokliner, kvarts og epidot. Mikroklinen har undulerende utslukning og teksturen er delvis kataklastisk. Den er ofte rik på submikroskopiske brune inneslutninger som ligger i striper og i bånd i kornene. Enkelte

rekrystalliserte partier inne i krystallene mangler disse inneslutningene. De rekrystalliserte partier har som regel en kataklastisk randsone. Serisitt- og muskovittinneslutninger forekommer rikelig.

13. *Metamorfosen.*

De beskrevne bergarter har fått sin mineralsammensetning bestemt av regionalmetamorfosen under den kaledonske fjellkjedefolding. Bergartene befinner seg i epidot-amfibolittfacies og amfibolittfacies idet mineralparagensen hornblende, epidot og plagioklas er utbredt i området.

Likevekten mellom epidot og plagioklas har vært meget benyttet til en nærmere bestemmelse av mineralfacies (Rosenquist 1942, 1952. Ramberg 1943, 1952. Historisk oversikt: Kvale 1946). Mineralparagenser som er utbredte i regionalmetamorfe bergarter tyder på at ved økende metamorfosegrad er plagioklaser med økende anortittinnhold i likevekt med epidot og vann.

Tabell 9 (side 63) viser plagioklasens anortittgehalt i de forskjellige områder. Anortittprosentene varierer på Seterfjelldekket fra 20—55 mol % An i bergarter med epidot. Det er imidlertid sannsynlig at plagioklasen i de granodiorittiske gneiser ikke er i likevekt med epidoten, fordi dette mineral i disse bergarter nesten uten unntagelse er innesluttet i biotitt og kan derfor ha vært ute av stand til å reagere med plagioklasen. Likevel blir variasjonsbredden for plagioklaser i antatt likevekt med epidot 35—55 mol % An. Dette er ganske meget da variasjonene kan forekomme over ganske korte strekninger.

Man kan tenke seg at plagioklas-epidotlikevekten modifiseres av flere fysikalske og kjemiske faktorer:

1. Vanntrykket.
2. Ca/Al-forholdet i bergarten.
3. Ublandbarhetsområder i plagioklasrekken.
4. Stress.

Høyt vanntrykk skulle etter le Chateliers prinsipp favorisere dannelsen av epidot, idet vann går inn i dette mineral. Etter samme prinsipp skulle et høyt Ca/Al molarforhold i bergarten virke i samme retning fordi klinozoisitt og epidot har et høyere Ca/Al forhold enn anortitt (Ramberg 1943).

Cole, Sørum og Taylor (1951) og Laves (1954) har påvist

ublandbarhetsområder i plagioklasrekken. Det er derfor sannsynlig at disse ublandbarhetsområdene vil modifisere plagioklas-epidotlikevekten (Fyfe, Turner & Verhoogen, 1958, s. 218. Christie, 1959).

Stressesets innvirkning er ennå ikke undersøkt, men det er mulig at epidotens stabilitetsområde øker på bekostning av anortittens understress. Epidot er antatt å være et stressmineral. Likeså er anortitt mer antistressbetont enn albitt (Becke 1896, Grubenmann 1910, s. 55. Turner & Verhoogen 1951, s. 452 og 459). Hvis dette er riktig skulle man vente å få en albittrikere plagioklas i likevekt med epidot ved bare å øke stresset.

Med en grovere skala blir imidlertid bildet av regionalmetamorfosen klarere. Lengst i øst, i l. Kjukkelen, er albitt i likevekt med epidot. Går man så vestover forandres plutselig metamorfosegraden idet bergartene i Kvigvind-dekket har basisk oligoklas og epidot. Ved bruddsonen ved Kuvatnet skjer et nytt sprang, idet bergartene vestenfor denne har andesin/labrador og epidot.

Glimmergneisene på Seterfjelldekket har følgende mineralkombinasjoner:

1. biotitt, andesin, kvarts, (epidot). (Vanlig glimmergneis.)
2. biotitt, andesin/labrador, hornblende, epidot. (Kalksilikatgneis.)
3. biotitt, andesin, muskovitt, kvarts, almandin. (Granatgneis.)
4. muskovitt, andesin, kvarts.
5. biotitt, andesin, disten, staurolitt. (Disten-staurolittgneis.)

Dette er mineralparageneser som forekommer i amfibolittfacies, idet den nedre grense for denne facies er satt ved An_{30} (Barth 1952).

Glimmerskiferne på Kvigvinddekket har mineralsammensetningene:

1. biotitt, muskovitt, kvarts, almandin (oligoklas, epidot). (Granatglimmerskifer.)
2. muskovitt, mikroklin, kvarts (oligoklas, epidot). (Øyegneis.)

Dersom overnevnte grense brukes, vil disse bergartene ha en metamorfosegrad svarende til epidot-amfibolittfacies. Disse bergarter inneholder så lite plagioklas og epidot at CaO-innholdet sannsynligvis er opprinnelig. Epidoten i disse bergartene kan derfor være dannet under retrograd metamorfose. I Seterfjelldekket er det mulig at epidotdannelsen er skjedd parallellt med CaO-tilførselen, da det meste av epidoten forekommer i relativt store korn som sjelden er i kontakt med plagioklas.

Det er et generelt trekk at feltspatiseringen tiltar mot vest, mens bergartenes innhold av muskovitt og granat avtar. Muskovitt og granat brukes derfor sannsynligvis opp under dannelsen av plagioklas og biotitt.

Typisk for marmorene på Kvigtinddekket er tremolittinnholdet. I disse tremolittmarmorene er det lite eller ingen kvarts å finne. Nær kontakten mot silikatbergartene finnes diopsid. Det er derfor sannsynlig at tremolitten bare er stabil i SiO_2 -underskudd. Ved reaksjon med SiO_2 vil tremolitt gå over i diopsid, og denne reaksjon antar Ramberg (1943) finner sted ved undergrensen av amfibolittfacies.

Dunittenes lite omdannede karakter skulle tyde på en høy metamorfosegrad. Serpentinisering av forsteritt under vanntilførsel foregår imidlertid ved $200^\circ\text{--}400^\circ\text{C}$, mens hortonolitt nesten ikke vil serpentiniseres i det hele tatt. Fe-innholdet i olivinen vil derfor nedsette omvandlingstemperaturen. Dersom olivin ikke får anledning til å reagere med SiO_2 er den derfor stabil ned til epidot-amfibolittfacies. Skorpen av antofyllitt tyder imidlertid på at disse mineraler vil dannes ved tilførsel av SiO_2 i denne facies.

De finknuste mylonitter har som rekrystalliserte mineraler kloritt, epidot, mikroklin og kvarts. Etter undersøkelser av Yoder (1952) behøver denne rekrystallasjon ikke nødvendigvis ha skjedd ved så mye lavere temperatur enn den glimmergneisene er dannet ved. En øket aktivitet av vann i bruddsonene kan øke stabilitetsområdene til kloritt og epidot. Forekomst av lite rekrystalliserte partier i mylonittene gjør det imidlertid sannsynlig at oppknusningen er foregått ved en meget lavere temperatur.

Spor etter diaftorese sees i nesten alle bergarter. Granat har ofte en randsone av kloritt, og klorittpseudomorfoser etter granat finnes også ofte. Kloritt er også dannet av biotitt og hornblende, langs spaltesissene.

På Kvigtinddekket er plagioklasen meget ufrisk som følge av en intens serisittdannelse. Dette tyder på at det må ha skjedd en tilførsel av K_2O , sannsynligvis i forbindelse med de tektoniske bevegelser, fordi bruddsonene er sterkt anrikt på mikroklin.

14. *Strukturgeologi.*

For å kunne gi en fullstendig løsning av de strukturelle problemer i et område må man finne en stratigrafi. Det kan i området skilles ut

to bergartsgrupper, en glimmergneis-marmorgruppe og en gruppe granodiorittiske gneiser. Ledehorisonter er ikke funnet. Det vil derfor bare bli gitt en beskrivelse av de iakttatte strukturer og et forsøk på tolkning av disse.

Bergartsgrensene ser ut til å være konforme med skifriheten der de er studert. I kvartsitter i Rørskarakselen er lagningen konform med grensen og med skifriheten i den tilgrensede glimmerskifer. På samme måte synes skifriheten i glimmergneisene å være konform med grensen mot marmorene.

Berggrunnen består av to dekker, det østre og undre Kviginddekket, og det vestre Seterfjelldekket. Intensiteten av metamorfose, feltspatisering og folding tiltar mot vest, men er tilnærmet konstant innenfor hvert dekke. Kviginddekket ligger diskordant på de lavmetamorfe skifre i Limingserien (Foslie & Strand, 1956). Over Kviginddekket, og skilt fra dette ved en mylonittsone, ligger Seterfjelldekket.

Bruddsonene følger stort sett gneisenes strøk og fall. En direkte diskordans er vanskelig å oppdage p.g.a. den gradvise oppknusning og deformasjon. Bredden av oppknusningssonene er meget variabel, sonen ved Kuvatnet smalner av mot nord. Vest for Skletfjell er den ca. 150 m bred, og 10 km mot nord går den over i en marmorsonen.

Hele den østre Kvigindskråning viser varierende grad av oppknusning, men den egentlige bruddsonen er her 150 m bred. Under Simskarfjellmassivet ved Måskarvatn er bredden bare noen få meter. Sydøst for Kvigind følger den en marmorsonen.

Sprekker og forkastninger.

Et sett vertikale sprekkretninger som stryker 120° c, samt sprekker loddrett på denne retning, er godt utviklet i hele området. Dette sprekkesystem er observert både i Hattfjelldal og ved Brekkvasselv flere mil henholdsvis nord og syd for det undersøkte område. Sprekkesystemet må være dannet som tensjonssprekker under skyvningen (tverrsprekkene) og ved dens opphør (strøksprekkene). Sprekkesystemet kan ikke være dannet under foldingsfasen fordi sprekkoplanene ikke er påvirket av den siste foldefase med loddretter akser.

Et annet sett vertikale sprekker stryker 150° . Det er mulig at disse sprekker er dannet som skjærsprekker under skyvningen. Sprekkediagrammet, Fig. 3, viser også tre andre, svake maksima, som det ikke har vært mulig å finne noen forklaring på.

Berggrunnen er gjennomsett av små lateralforkastninger langs tverrsprekkene, og da alltid slik at berggrunnen syd for sprekkene er flyttet til vest i forhold til berggrunnen i nord. Ved Kjerringvatn er det funnet en ca. 1 meter bred oppknusningssone i tverrsprekkretningen. Ved mange småforkastninger langs strøksprekkene er berggrunnen i vest sunket i forhold til berggrunnen i øst. Spranglengden til forkastningene går sjelden over en meter.

Seterfjelldekket vestenfor Fiplingvatn—

Kvanfjell.

Seterfjelldekket er stykket opp i tre deler av to mindre bruddsoner. Den ene bruddsonen går i Kvanfjellets østskråning og ut i Fiplingvatn, den andre går langsetter Dunfjell til Svenningsvatn.

Vestenfor Dunfjellets bruddsone består berggrunnen av pegmatitrike glimmergneiser som gradvis går over i Bindalsgranitt (Rekstad, 1917). Fallet er loddrett til 80° c vestlig lengst øst ved bruddsonen. Pegmatittårenes andel av berggrunnen øker mot vest. Mange pegmatitter er foldet om loddrette akser, og disse folder i pegmatittene viser at berggrunnen i vest har beveget seg mot nord i forhold til berggrunnen i øst. Pegmatittene viser ofte boudinage-strukturer. Strekingen som dannet disse strukturene er eldre enn foldingen om loddrette akser, fordi avslitning av pegmatittene ikke har funnet sted på de etter foldingen svakeste punkter. Strekingen som var årsaken til boudinage-strukturene har foregått i hovedfoldeaksens retning og må være yngre eller samtidig med hovedfoldingen. Bergartenes strøk er ganske konstant og varierer bare mellom 210° c og 230° c. De få linjestrukturer som er målt, står nesten loddrett og ligger omtrent i fallretningen (Fig. 4). Dunfjellets bruddsone er konform med de omgivende gneiser og faller ca. 80° c mot vest.

Like østenfor Dunfjellets bruddsone ligger så de lyse, granodiorittiske Majavatn-Svenningsvatngneiser i et antiklinorium med ganske konstant strøk, men med skiftende fall. Foldningsaksene er stort sett horisontale, men viser også et bølgende forløp. Sydligst på Dunfjell faller de 28° — 30° c mot SSV, ved Majavatn er de horisontale og like syd for Sefrivatn faller de 20° — 30° c mot NNØ. De tallrike amfibolitter som ligger konformt i gneiser viser alltid boudinage-strukturer.

Den granodiorittiske gneis i Kappfjell ligger i en stor antiform

med akser som faller jevnt 15° — 20° c mot SSV. Som følge herav smalner sonen mot syd og forsvinner vest for ø. Fliplingvatnets sydbredd. Antiform-structuren fortsetter i glimmergneisene som ligger over den granodiorittiske gneis.

Glimmergneisene i Kvanfjell står steilt, men er småfoldet om både horisontale og vertikale akser. Foldenes størrelse varierer fra noen meter i tverrmål og ned til mikrofolds. De horisontale akser faller sammen med hovedfoldeaksen. I Kvanfjellets østskråning er det i en blotning iakttatt centimeter-store granater som må ha rotert om samme horisontale akse. Hakk i granatenes overflate, samt flytetrakturer omkring granatene, viser at de må ha rotert med urviseren når man ser mot nord. Dette viser at berggrunnen vestenfor Kvanfjellets bruddsone har beveget seg opp og mot øst over den østenforliggende berggrunn.

Hvorledes kan de steile skyveplan ha oppstått når den tektoniske transport har foregått i 120° retning, og når skyvningene er yngre enn foldningsfasene? Kvale (1948) mener at berggrunnen i Bergsdalen befinner seg på det erosjonstrinn som blottlegger den opprinnelige skyvefront. I skyvningens siste fase må fronten av dekkene ha beveget seg både ved å folde bergartene foran, og ved å gli oppover de steile frontplan. Det samme kan ha vært tilfelle i vårt område. En annen mulighet er at skyveplanenes fall er konstant mot dypet, og at bevegelsene hele tiden har foregått i dette plan. Bare en liten komponent av stresset kan da ha vært aktiv under bevegelsene. Det er en generell regel at skyveplanenes fall øker i retning av en fjellkjedes rotsone (de Sitter, 1956).

Th. Vogt (1954) mente at horisontalbevegelsene langs Great Glen Fault i Skottland kunne spores langs Kaledonidene som en avbøyning av foldningsaksene. Denne teori kan forklare foldingsfasen med vertikale akser i vårt område. Alderen stemmer imidlertid dårlig, idet Great Glen Fault er tidligst mellomdevonsk. Det faller naturlig å parallelisere skyvningene i vårt område med skyvningene av Jotundekken som antas å være av tidligere, førdevonsk alder. Aksefleksuren i vårt område er eldre enn skyvningene, og skulle derfor heller være av ordovicisk enn av devonsk alder. Det er derfor sannsynlig at det har skjedd lateralbevegelser også på et tidligere tidspunkt.

Seterfjelldekket østenfor Fiplingvatn.

Strøketningen er ikke så konstant som vestenfor Fiplingvatn. Kartbildet viser uregelmessigheter, idet Sløskarmarmoren svinger mot vest ved Sløskarvatn og går vestenfor Kuklumpen. Fallet er ganske steilt, men ved bruddsonen ved Kuvatn varierer det fra 60° — 80° c vestlig. Fig. 5 viser fordelingen av skifrighetsplanenes poler. Man ser at hovedfoldings-aksen fremdeles er horisontal og stryker 20° — 30° c. Dernest finnes det et usammenhengende belte som gir en foldeakse som faller 50° c mot 70° c. Videre kan man se at polmaksimaene til hovedstrøketningene ligger forskjøvet i forhold til sentrum av konturene utenfor. Dette kan tyde på en rotasjon eller folding om vertikale akser. De steile skifrighetsplan som stryker omtrent loddrett på hovedfoldeaksen danner et belte som også tyder på det samme. Linjestrukturere ligger pent i akseplanet for hovedfoldingsfasen. De fleste står nesten vertikalt og er sannsynligvis dannet under foldningsfasen med vertikale akser.

Kvigtinddekket.

Glimmergneisene i det undre dekket har en annen foldestil enn i det øvre, idet foldeakser, strøk og fall helt kan forandre retning på korte strekninger. Klar antiklinalstruktur er bare observert i Rørskarakselen, der en kvartsitt flater ut mot øst og danner halvparten av en av erosjonen avkuttet antiform.

Hovedfoldingen er skjedd om akser som har en gjennomsnittlig nordøstlig retning (Fig. 6). Etter denne folding må det ha foregått en folding om vertikale akser. Konturene er tydelig uttrukne og danner et belte med projeksjonen av en loddrett akse som sentrum.

Linjestrukturere ligger stort sett i det nordøst-sydvestlige akseplan, men projeksjonspunktene ligger også på konsentriske småsirkler om vertikalretningen. Ramsay (1957) har vist at når en linjestruktur foldes om en akse med en annen retning, vil den foldede linjestruktur i et stereografisk nett danne småsirkler med projeksjonen av den nye akse som sentrum. Det ser altså ut til at også linjestrukturen er foldet om vertikale akser.

Typisk for Kvigtinddekket er forekomsten av store trondhjemittiske til granodiorittiske intrusivmassiver. De må være yngre enn

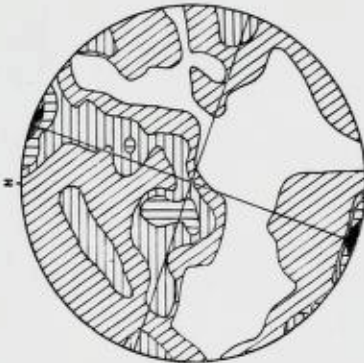


Fig. 3.



Fig. 4.

Fig. 3. Sprekkediagram med 155 observasjoner. Schmidt's nett, undre halvkule. Konturer: 2 %, 5 %, 8 %, 10 %. Tverrsprekk- og strøksprekkretningene er linjert opp.

Joint diagram with 155 observations. Equal area projection, lower hemisphere. Contours: 2 %, 5 %, 8 %, 10 %.

Fig. 4. Strøk- og fallobservasjoner (96) fra området vest for Kvanfjell's bruddsone. Konturer: 2 %, 5 %, 10 %. De små sirkler er projeksjonspunkter for linjestrukturene.

Strike and dip observations (96) from the area west of Kvanfjell. Contours: 2 %, 5 %, 10 %. The small circles are the projection points of the linear structures.

dannelsen av skifrighet (flow cleavage) i glimmergneisene fordi de nær grensene inneholder bruddstykker av sidebergarten som er roterte i forhold til denne. Gangene fra intrusivene er foldet sammen med de omgivende glimmergneiser, noe som viser at intrusjonen er eldre enn den siste foldingsfase.

Bleikarfjellgranodioritten (Foslie & Strand 1956) dukker under glimmergneisene i Sklettjellens sydskråning og er sannsynligvis sammenhengende med Simskarmassivet. Der hvor intrusiven forsvinner under glimmergneisen ved Biseggen, er det tydelig å se hvorledes gneisen er bulet opp. Grensen er delvis tektonisk idet man kan finne en svakhetszone med slepper mellom glimmergneis og intrusivbergart.

Glimmergneisene er bøyet til side nær intrusivene, slik at man i Kvigvind—Bisegg-området også har et øst-vestlig strøk. Det er vanskelig å avgjøre om denne struktur er dannet under intrusjonen, eller

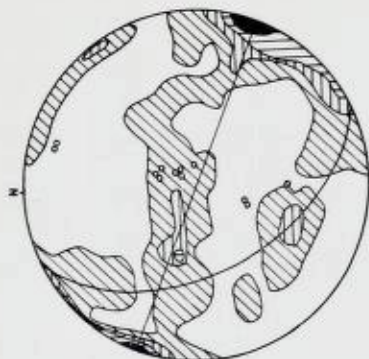


Fig. 5.

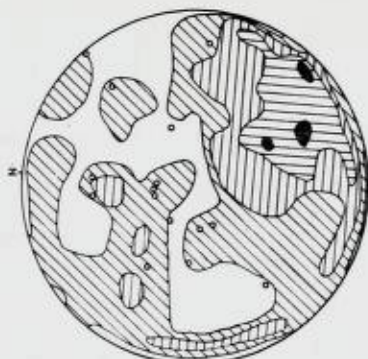


Fig. 6.

Fig. 5. Strøk- og fallobservasjoner (97) fra Seterfjellområdet. Konturer: 1 %, 2 %, 4 %, 10 %. Schmidt's nett, undre halvkule. Et belte gir en foldeakse som faller 50° mot ØNØ. De små sirkler er projeksjonspunkter for linjestrukturane.

Strike and dip observations (97) from the Seterfjell area. Contours: 1 %, 2 %, 4 %, 10 %. Equal area projection, lower hemisphere. A girdle gives a fold axis dipping 50° C to the ENE. The small circles are the projection points of the linear structures.

Fig. 6. Strøk-fallobservasjoner (146) fra Kvigindområdet. Konturer: 1,3 %, 2,6 %, 4,7 %.

Strike and dip observations (146) from the Kvigind area. Contours: 1,3 %, 2,6 %, 4,7 %.

om den er dannet under foldningen etter at eruptiven var størknet. Foldningen om vertikale akser finnes også langt fra intrusivmassivet og kan også spores på Seterfjelldekket. De trondhemittiske pegmatitter er påvirket av denne foldningsfasen. Det er derfor sannsynlig at trondhemittene er eldre enn tverrfoldningen.

Berggrunnens tektoniske historie.

Diskusjon.

De tektoniske deformasjoner har sannsynligvis foregått i følgende kronologiske rekkefølge:

1. Hovedfoldningsfasen i Seterfjelldekket med tektonisk transport mot østsydøst. Samtidig med, eller etter denne fasen har det foregått en strekning i strøkretningen. Denne strekning dannet boudinagestrukturene.

Hovedfoldingsfasen i Kvigtinddekket med tektonisk transport mot sydøst. Intrusjon av trondhjemitter i et sent stadium av foldingene.

2. Foldning om vertikale akser som har gitt en relativ bevegelse av den vestlige berggrunn mot nord i forhold til den østlige, da småfolder er overfoldet i denne retning. Disse foldeakser er ikke påvirket av hovedfoldningsfasene, og må derfor være yngre.

3. Mylonittene er ikke påvirket av foldningsfase 2. F. eks. er bergartene på begge sider av mylonittsonen ved Kuvatnet påvirket av denne foldningsfasen, men ikke mylonittsonen selv. Skyvningene må derfor være yngre enn foldningene.

Sprekkeflatene er ikke foldet, og det forekommer tektoniske ganger i tverrsprekkretningene. Det er derfor sannsynlig at dannelsen av sprekkesystemet henger sammen med skyvningen. Er dette riktig skulle tverrsprekkretningen 120° gi den tektoniske transportretningen under skyvningene.

4. Horisontalforkastninger langs tverrsprekkene. Den sydligste berggrunn er beveget mot vest i forhold til den nordligste. Vertikale og subvertikale forkastninger langs strøksprekkene.

Forekomsten av bare delvis rekrystalliserte bergarter i bruddsonene, samt mangel på reaksjonsskarn på sidebergartsbruddstykker i marmorbreksjene viser at skyvningene også er yngre enn regionalmetamorfosen.

III. Kvartærgeologi.

I s s k u r i n g e n.

Skuringsstriper er godt bevart i de harde gneisene. Skuringsstripenes retning på topper i fri posisjon varierer stort sett fra øst-vest til sydøst-nordvest, altså loddrett på hovedstrøkkretningene i området. Denne skuringsretning går igjen på hele Helgeland (Vogt 1900). Der hvor en har kunnet finne aldersforholdet mellom forskjellige skuringsstriper, har det vist seg at de yngste peker mer mot syd enn de eldre. Skuringsstripene er meget lite avhengig av topografien (Oxaal 1909). Isskuringen går opp på Rørskartind (1456 m o.h.), men på toppen av Kvigtind (1703 m o.h.) er fjellet oppsprukket og uten spor av skuring. Men like nedenfor toppen ligger det runde flyttblokker.

Dette viser at isen under skuringsstripenes dannelse må ha beveget seg i tilnærmet øst-vestlig retning og minst ha ligget opp til ca. 1600—1700 m o.h.

Bregrus.

Avsetningene er av to typer:

1. Blokkmark, som består av store og små godt rundete blokker. Finmaterialet er vasket vekk. Blokkmarkene finnes helst i fjellskråningene.

2. Bregrus med finmaterialet i behold. Denne bregrusen forekommer hovedsakelig i de flate og lavtliggende områder.

Enkelte steder finnes det endemorènerygger. Både i syd ved Skletfjell og i nord mot Biseggskaret går det flere endemorèner tversover Rørskardalen. Disse avsetningene er sannsynligvis samtidige, og oppstått ved at is fra Rørskarakselen og Seterfjell har skilt lag ved vannskillet i Rørskardalen. Ved Kjerringvatn og foran breen i Kvigvindbotnen øst for Kvigvind, er det også tydelige endemorènetrinn.

Blokktransport.

Blokkene i bregrusen består nesten bare av bergarter fra fjellgrunnen rett under avsetningen, selv ved den store skyveggen øst for Kvigvind. Likevel er alle blokker godt rundet.

Da glimmergneisene er meget utbredte i området, vil de mer sjeldne bergarter som dunitt, kvartsitt, amfibolitt og diabas gi gode ledeblokker. Dunittblokker, sannsynligvis fra Rørskardalen er funnet ved Sefrivatn. Kvartsittblokker, sannsynligvis fra Rørskarakselen er funnet nord for s. Rørskarvatn. Amfibolittblokker fra Krokfjell finnes nedover hele skaret SV for Krokfjell. Diabasblokker fra Gaksfjellets østskrånning er funnet i Storelva og Dørrekelva. Dette viser at isbevegelsen må ha gått mot vest, og at blokkene noen steder siden er flyttet langs dalene, loddrett på denne retning.

Det er funnet få langtransporterte blokker. Ved n. Biseggvatn er det funnet en blokk med rød mikroklin-biotittgneis, sannsynligvis fra Børgfjellmassivet i øst. En rødfiolett kvartsittblokk er funnet samme sted (Blaikfjällskvartsitt? Kulling, 1956).

Sjøavleiringer.

I 30 meters høyde over Tomasvatn går det en terrasse der det forekommer horisontale sandlag med tynne grusskikt. Enkelte runde stener finnes også i sanden. Avsetningen er sannsynligvis glasifluvial. Lignende sedimenter ligger oppå bregrusen ved Flyum og nord for Myrstad.

I det jevne bregrusdekket omkring n. Biseggvatn er det gravet ut en horisontal terrasse som strekker seg på begge sider av vannet, og ender i passhøyden ut mot skaret i nord. Fjellet er i skaret renskurt, og ser ut som et gammelt elveleie. Terrassen er plan, opptil 5 m bred. Bare store blokker med diameter over en meter ligger igjen på den. På Krokfjellets nordside fortsetter terrassen som et hakk i fjellet. Dalen syd for vannet heller raskt ned mot s. Biseggvatn.

Terrassen ved n. Biseggvatn viser at isen her må ha demt opp et vann gjennom et forholdsvis langt tidsrom. Avsetningene ved Tomasvatn tyder på at det også her har vært en bredemt issjø. Antar man at sjøflaten lå i samme høyde som terrasseflaten kan sjøen ha vært sammenhengende med Majavatn, Sefrivatn og Fiplingvatn.

Landoverflaten og løsavleiringene.

Gneisene i de overskjøvne dekker er harde og står opp i høye topper straks vest for skyveggen ved Kvigtind. De høyeste toppene er Kvigtind (1703 m o.h.), Måskarvfjell (1546 m o.h.), Rørskartind (1456 m o.h.).

Vestenfor Seterfjell er det få høyder over skoggrensen. Laveste høyde over havet har Svenningsvatn (175 m o.h.), som ligger 30 m over den marine grense i Svenningsdalen (Vogt 1900). Like syd for Majavatn går vannskillet mellom Svenningsdalen og Namdalen.

Landoverflatens form er avhengig av bergartens mineralogi, tekstur, foldestil, strøk, fall, sprekkeretninger, og av erosjonens art. På Seterfjelldekket er strøket ganske konstant, og lange U-daler er gravet ut langs strøket i de kalkrikeste bergartene. På Kvigtinddekket er det meget varierende strøkretninger og en annen foldestil. Her finnes ikke lange, rettlinjede daler i strøkretningen. Topografien her minner om den som oppstår ved lokal glaciasjon. Her er botner, hengende daler og steile fjellsider. I Simskarvfjellmassivet må skarene være gravet ut langs sprekkeretningene. (Simskaret, Biseggs-karet med Golvverskaret loddrett på disse.) Felles for begge områder er imidlertid at dalene ikke er utmodellert i blokktransportens og isskuringsstripenes retning. Av denne grunn mente Oxaal (1909) at relieffet var dannet i preglacial tid. Nå angir isskuringsstriper og blokktransport isens siste bevegelsesretning. Isen må ha hatt en sydligere bevegelsesretning i den siste fase som har gitt skuringsstriper. Blokktransport og endemorene-trinn viser at den aller siste lokale isbevegelse har foregått i strøk-

dalens retning. De store U-daler i strøkretningen kunne tydes derhen at isen også i tidligere tid har hatt denne bevegelsesretning, men noe avgjørende bevis for dette er ikke funnet. Det er imidlertid lite sannsynlig at det fremkommer en symmetrisk dal ved gravning loddrett på dalens lengderetning.

Isens maksimale mektighet må ha vært slik at den har kunnet legge blokker til en høyde av 1600—1700 m (Kvigtind), og bevege seg uavhengig av topografien. Grunnen til at det finnes så få langtransporterte blokker i området må være at blokkene er ført i isens lavere partier og derfor ikke kommet opp i de relativt høytliggende områder. I Hattfjelldalen og Huddingsdalen er det rikelig med langtransporterte blokker i løsavleiringene.

Under avsmeltingen er toppene først blitt isfrie, og i det topografisk varierte terreng var det muligheter for dannelse av issjøer. Terrassen ved n. Biseggvatn viser at isen her må ha demt opp et vann gjennom et forholdsvis langt tidsrom. Avsetningene ved Tomasvatn tyder på at det også her har vært en bredemt issjø. Antar man at sjøflaten lå i samme høyde som terrasseflaten må sjøen ha vært sammenhengende over Majavatn, Sefrivatn og Fiplingvatn. En slik sjø må ha vært oppdemt av is på fire steder, syd og nord på Namdal—Svenningdalovergangene, og i Fiplingdalen. Det er funnet lite sedimenter andre steder som viser at sjøen har vært sammenhengende. Dette tyder på at det under sedimentenes avsetning har vært et sjøsystem mellom isrestene i de lavere områder.

IV. Summary.

A Geological Investigation of the Caledonid of the Majavatn—Kvigtind Region, Nordland, Norway.

The northwestern part of the map area Børgefjell, Nordland, was investigated during the summers of 1957 and 1958, seven weeks each summer.

1. *Mica gneisses and micaschists.*

This group of rocks comprises plagioclasebearing rocks rich in biotite and/or muscovite. Rocks with little or no plagioclase are found in the Kvigtind nappe. The most abundant types are: Mica-plagioclase gneiss, biotite-hornblende gneiss, biotite-garnet gneiss, cyanite-stauro-lite gneiss and muscovite gneiss. The schistosity is very distinct in

these rocks. The field observations indicates a sedimentary origin, but the high Na and Ca content is not in accordance with such an origin. A metasomatic introduction of these elements is therefore suggested. This suggestion is supported by the occurrence of plagioclase-pegmatites in the gneisses. The mica schists in the Kvigtind Nappe seem to have their original composition unchanged. The mica gneisses probably represent metamorphic and metasomatized pelitic sediments.

In the staurolite-cyanite gneisses the paragenesis staurolite-cyanite-almandite suggests a state of nonequilibrium in the rock. It is indicated from microscopic observations that the reaction $\text{biotite} + \text{cyanite} + \text{quartz} \rightarrow \text{almandite} + \text{muscovite}$ has stopped without biotite or cyanite being completely consumed. Evidently this reaction took place with falling temperature. The paragenesis muscovite-almandite thus represent a lower stage of metamorphism than the paragenesis biotite-cyanite.

2. *Granodioritic gneisses.*

These rocks occur only in the western part of the area. The microcline content varies from 10—35 % by volume and the oligoclase (An_{25}) from 45—50 %. Accessories are biotite, ore and epidote. The rocks are from fine to medium grained, and gray or light red in colour. The zones of even breadth, conformable borders to the surrounding gneisses, and conformable layers of amphibolite and crystalline limestone suggest a sedimentary origin. However the chemical composition is very different from that of common sediments. There are strong indications that potassium has been introduced. The origin of these rocks is therefore uncertain.

3. *Crystalline limestone.*

Crystalline limestones are abundant in the area, and occur in six zones wider than 50 metres and in many zones of smaller size. They are usually rather impure tremolite-bearing limestones with little or no dolomite. Dolomite occurs in boudins of some centimeters thickness in the Fiplingvatn marble.

4. *Reaction scarn.*

Reaction minerals occur as irregular lenses and scattered grains in the limestones and as a thin reaction zone at the contact between limestone and silicate rock. The usual minerals are: Diopside, clino-

zoisite, titanite, hornblende, tremolite, scapolite, phlogopite, microcline, plagioclase, and ores. All these minerals are found in contact with calcite. Tremolite occurs only in those limestones which are deficient in quartz, suggesting that the reaction, tremolite + quartz → diopside + water was stopped because of lack of quartz.

5. *Quartzites.*

Small zones of completely recrystallized quartzite occur on Rørskarakselen, Gaksfjell, Seterfjell and Krokfjell. The Rørskarakselen quartzite has streaks and layers rich in diopside with a rim of actinolite and clinozoisite. Pure graphite occurs in 1—5 cm thick layers with boudinage structures.

6. *Amphibolites.*

The amphibolites mostly consists of hornblende and plagioclase with lesser amounts of other minerals. Most of the amphibolites are regarded as metamorphic gabbros intruded during the Caledonian orogeny. They seem to be more massive in the eastern part of the area than in the western. The amphibole also differs in the eastern and western parts. In the Seterfjell and Krokfjell areas the hornblende has a brownish colour and pleochroism, and analysis shows a TiO_2 content of 3.75 % and nothing of ferric iron. This indicates that the brown colour of the hornblende is due to a high content of TiO_2 . In the western part of the area the amphibole in the amphibolites has a ordinary pleochroism in green and blue-green. Some amphibolite zones in Kappfjellet have a high content of lime silicates. They are regarded as metamorphic calcous sediments. Some of the smaller amphibolite lenses may also represent reaction scars. In the areas of granodioritic gneisses, it can often be seen that the amphibolite lenses have been affected by the potassium metasomatism. The hornblende has reacted with introduced K_2O and has been transformed into biotite and epidote. These amphibolites, therefore, often have a diffuse border with an outer zone rich in biotite and epidote. Evidence is given that TiO_2 has been introduced during the K_2O -metasomatism.

7. *Trondhjemites and granodiorites.*

These rocks cover a large area in the eastern part of the area. They consist of a highly saussuritized plagioclase (albite and oligo-

clase) microcline, and quartz, with lesser amounts of muscovite, titanite, biotite and epidote. They send dikes into the schists and are clearly intrusives.

8. *Dunites.*

Some small outcrops of dunite occur near the thrust zone in the eastern slope of Seterfjell. Olivine, $Fo_{85} Fa_{15}$, is the most important mineral. Secondary minerals are antigorite, anthophyllite, talc and magnesite. Accessories are magnetite and picotite. The outcrops of dunite are often covered with a one to three centimeter thick layer of radiating of anthophyllite.

9. *The dunite conglomerate.*

A conglomerate occurs on Rørskarakselen. The round nodules consist of olivine covered with antigorite and anthophyllite. The matrix consists of antigorite, anthophyllite, talc, and magnesite. The longest axis of the nodules does not seem to have any preferred orientation.

10. *Pegmatites.*

The pegmatites fall in two groups:

1. Lenses with plagioclase, quartz, and garnet which are folded and have boudinage-structures.

2. Microcline-bearing veins, unaffected by the folding processes. They are especially abundant in the granodioritic gneisses.

The pegmatites seem to be connected with granitization processes in the gneisses and are probably of the replacement pegmatite type.

11. *The age relations between the igneous rocks.*

The trondhjemites are clearly younger than the amphibolites which they intrude. As is known from other areas of northern Norway, the dunites are the oldest igneous rocks. The age sequence should thus be: Dunites-Amphibolites-Trondhjemites (Granodiorites).

12. *Mylonitic rocks.*

Four zones of cataclastic rocks are found in the area. The rocks varies from coarse breccias (Fig. 2) to extremely finegrained mylonites and blastomylonites. The mylonites are most abundant. They are black

to green in colour, often banded, and contains scattered porphyroclasts of feldspar up to one centimeter in diameter. The only recrystallized minerals are quartz, chlorite, and microcline.

13. *The Metamorphism.*

The mineral assemblages in the rocks described are formed during the Caledonian Orogeny. The paragenesis hornblende, plagioclase, and epidote is frequently found through out the area, suggesting that the rocks are in the epidote-amphibolite and amphibolite facies. In the Seterfjell Nappe, plagioclases in supposed equilibria with epidote may vary from An_{35} to An_{55} over small distances. It is therefore suggested that the plagioclase-epidote equilibrium is modified by 1) the water pressure, 2) the Ca/Al-ratio in the rock, 3) exsolution fields in the plagioclases, and 4) the stress.

Approximately, however, the plagioclase-epidote equilibrium is a good measure for the metamorphism: In the eastern part of the area, albite is in equilibrium with epidote. The overlying Kvigtind Nappe has oligoclase, and the western Seterfjell Nappe has andesine-labradorite in equilibrium with epidote. The plagioclase content in the rocks increases to the west.

The crystalline tremolite-bearing limestones lack quartz. Near the borders, diopside is found together with quartz. Tremolite, therefore, is unstable with quartz in this facies.

14. *Structure.*

The bedrock consists of two nappes. The lower and easternmost Kvigtind Nappe rests disconformably on the greenstones and limephyllites of the Liming Series. The Kvigtind Nappe consists mostly of mica schists, trondhemites and granodiorites. The rocks are in the upper epidote-amphibolite facies in which epidote is in equilibrium with plagioclase An_{25} . The occurrence of dunite, dunite conglomerate, and quartzite suggests that the rock here could be compared with the rocks of the Rørvik Division in the Grong area, and to the ordovician Støren Group in the Trondheim Region.

The western and upper Seterfjell Nappe is divided into three parts by two mylonite zones. The rocks here are much richer in plagioclase, epidote and hornblende, suggesting a regional enrichment in Ca and



Tabell 9.

Anortittinnholdet i plagioklas (\div er i tynnslip uten epidot).

Sted	Bergart	Mol % anortitt
v. for Holmvasselv	Øyegneis	25 \div
Holmvasselv	Glimmergneis	37 \div
—	—	32
—	—	33 \div
Holmvassås	Reaksjonsskarn	45
—	Kalksilikatgneis	35
—	Glimmergneis	40 \div
Dunfjell	—	48
Kjerringvatn	Granodiorittisk gneis	20
—	Båndgneis	38
—	Reaksjonsskarn	35
Kappfjell	Kalksilikatgneis	33
—	Staurolitt-distengneis	35 \div
—	Granatamfibolitt	35 \div
—	Glimmergneis	37
—	—	55
—	—	25 \div
Kvanfjell	—	57
Tomasvatn	—	40
Seterfjell	—	52
—	Amfibolitt	61 \div
—	—	45
—	—	40
Kuklumpen	Glimmergneis	40
Rørskarakselen	Glimmerskifer	27
Gaksfjell	—	25
Kvigtind	—	27
I. Kjukkelen	Granodioritt	3

Na. The rocks are in the amphibolite facies, and here epidote is in equilibrium with plagioclase An_{25} to An_{55} . The rock types are granodioritic gneisses, mica-plagioclase gneisses and crystalline limestones.

The age relations of the tectonic deformations in the area are:

1. The principal folding phase of the Seterfjell Nappe with axes trending NNE.

The principle folding phase of the Kvigtind Nappe with axes trending about NE.

Formation of boudinage structures.

2. Folding on nearly vertical axes, moving the western bedrock to the north relative to the eastern.

3. The cataclastic zones are not influenced by the folding. The thrusting therefore is younger than the folding phases. The dip of the thrust planes is mostly 70° — 90° c to the west, but can be as little as 30° c.

A joint system is probably formed contemporaneously with the thrusting, giving 120° c as the direction of the tectonic transport during the thrusting.

4. Faults occur along the cross joints and the strike joints. The southern block has moved along the cross joints to the west relative to the northern. The western block has moved down along the strike joints relative to the eastern. The displacement is always less than one meter.

Litteraturliste.

- Barth*, 1952. Theoretical Petrology N. Y.
- Becke*, 1896. Über die Beziehungen zwischen Dynamometamorphose und Molekularvolumen. Wiener akad. Anzeiger (cit. Grubenmann, 1910).
- Billings*, 1958. Structural Geology, 2nd ed. N. Y.
- Carstens*, C. W., 1924. Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet. N.G.T. 7, p. 185—270.
- Cole*, *Sorum* & *Taylor*, 1951. The structure of the plagioclase feldspars. Acta Kryst. 4, p. 20—29.
- Christie*, 1959. Note on the equilibrium between plagioclase and epidote. N.G.T. 39, p. 268—271.
- Drescher-Kaden*, 1948. Die Feldspat-Quartz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise.
- Eskola*, 1939. Barth, Correns, Eskola: Entstehung der Gesteine, Berlin.
- Foslie*, 1945. Hastingsites and Amfiboles from the Epidote-Amfibolite Facies. N.G.T. 25, p. 74—98.
- Foslie* & *Strand*, 1956. Namsvatnet med en del av Frøyingsfjell. N.G.U. 196.
- Fyfe*, *Turner* & *Verhoogen*, 1958. Metamorphic Reactions and Metamorphic Facies. Geol. Soc. Am. Mem. 73.
- Grubenmann*, 1910. Die Kristallinen Schiefer. Berlin.
- Grønhaug*, 1959. En geologisk undersøkelse i området Majavatn—Kvigtind på kartbladet Børgefjell. Hovedoppgave ved Universitetet i Oslo.
- Gustavson*, 1959. En undersøkelse av de høymetamorfe bergarter på den nordvestlige del av kartblad Børgefjell. Hovedoppgave ved Universitetet i Oslo.
- Kulling*, 1933. Berggrunden inom Björkvatnet—Virisenområdet i Västerbottenfjällens centrale del. G.F.F. 55, p. 167—422.

- Kvale*, 1948. Petrologic and Structural Studies in the Bergsdalen Quadrangel, Western Norway. Bergens Mus. Arb. 1946. Nat. rekke 1.
- Laves*, 1954. The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional range. Journ. Geol. 62, p.409—411.
- Lien*, 1956. En geologisk og petrografisk beskrivelse av de vestlige traktene på kartblad Hattfjelldal. Hovedoppgave ved Universitetet i Oslo.
- Oxaal*, 1909. Fjellbygningen i den sydlige del av Børgefjell. N.G.U., 53.
- 1911. Fra indre Helgeland. N.G.U. 59.
- Ramberg*, 1943. En undersøkelse av Veststrandens regionalmetamorfe bergarter. N.G.T. 23, p. 1—174.
- Ramsey*, 1957. Moine-Lewisian relations at Glenelk Invernesshire. Quart. Journ. Geol. Soc. of London. Vol. VXIII, 4, p. 487—520.
- Rekstad*, 1917. Vega. N.G.U. 80.
- 1924. Hattfjelldalen. N.G.U. 124.
- Reynolds*, 1946. The Sequence of Geochemical Changes leading to Granitization. Quartz. Soc. of London, 102, p. 389—446.
- Rosenqvist*, 1952. The Metamorphic Facies and the Feldspar Minerals. Univ. Bergen Arb. 1952. Nat. rekke 4, p. 1—108.
- 1942. Metamorphism and Metasomatism in the Opdal Area. N.G.T. 22, p. 106—202.
- de Sitter*, 1956. Structural Geology. N. Y.
- Strand*, 1951. The Sel and Vågå Map Areas. N.G.U. 178.
- 1953. Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. N.G.U. 184.
- Sydøstligste Helgelands geologi. N.G.U. 191.
- Greenschists from the south-eastern part of Helgeland, Norway, their chemical composition, mineral facies, and geological setting. N.G.U. 203, p. 112—129.
- Suhrland*, 1861. Geognostiske og geografiske Bemærkninger samlede på en reise til Helgeland 1843. Nyt Mag. f. Nat.vid. 11.
- Tröger*, 1956. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1. Stuttgart.
- Turner & Verhoogen*, 1951. Igneous and Metamorphic Petrology. N. Y.
- Vogt, J. H. L. & Rekstad*, 1900. Søndre Helgelands morfologi. N.G.U. 29.
- Vogt, Th.*, 1927. Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. N.G.U. 121.
- The lateral compression in Norway and the Great Glen Fault in Scotland. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Forhandl. 27, p. 47—52.
- Winchell*, 1951. Elements of optical Mineralogy. N. Y.
- Yoder*, 1952. The MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O system, and the related metamorphic facies. Am. Journ. Sci. Bowen volume, p. 569—627.

G.F.F. = Geologiska Föreningens Förhandlingar.

N.G.T. = Norsk Geologisk Tidsskrift.

N.G.U. = Norges Geologiske Undersøkelse.

Grunnfjellet omkring Tangen, østsiden av Mjøsa.

Av

AUDUN HJELLE

Med 11 tektsfigurer.

Abstract.

Petrographic and structural investigations were made in a Precambrian area east of lake Mjøsa, southern Norway. The rocks, mainly granitic and dioritic, are mostly mylonitized and brecciated. Some of the fault zones are younger than Ordovician and are probably parts of the Oslo area fault system.

Amphibolitic and dioritic inclusions in some of the granites and granodiorites are probably fragments of older gabbros.

The mineral combinations of the rocks usually correspond to the epidote amphibolite and epidote amphibolite-greenschist facies. Green hornblende is the prevailing dark mineral in the gabbros.

Examples with modal analyses are given for several types of rocks.

Tidligere undersøkelser.

Til tross for den sentrale beliggenheten har det i grunnfjellsområdet Ø for Mjøsa vært få og spredte geologiske undersøkelser. Til en viss grad skyldes nok dette den gjennomgående sterke overdekningen og mindre gode topografiske kart over det lite oversiktlige skogsterrenget. Her skal bare nevnes noen av de rel. nyere undersøkelsene.

J. H. L. Vogt arbeidet i 1882 på begge sider av S-delen av Mjøsa, først med kambro-silur og permiske bergarter, senere i grunnfjellet. Her skilte Vogt hovedsakelig mellom eldre gneiser og gneisgranitter på den ene siden og massive granitter på den andre. En del av disse siste hørte etter Vogts mening til samme eruptivkompleks som yngre biotitt og ægiringgranitter han tidligere hadde sett ved SV-enden av Mjøsa.

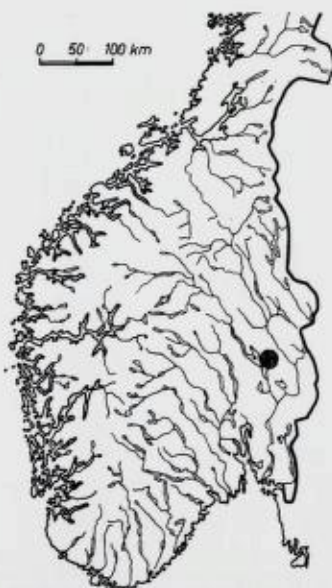


Fig. 1. Sirkelen viser områdets beliggenhet.

The black circle shows the location of the area described.

T. Kierulf som i 1883 og 84 arbeidet langs de nye jernbaneskjæringene Eidsvoll—Stange, synes ikke å ha vært enig i denne inndelingen. I beskrivelsen fra dette området har han ikke yngre granitter. Gneis eller «grundfjeldets lag», «gammel granit», og gabbro er hans hovedinndeling.

Med «Grundfjeldprofilen ved Mjøsens sydende» bragte Kierulf mye nytt. Undersøkelser av jernbaneskjæringene, og senere mikroskopering, viste at en stor del av bergmassen i dette området er sterkt oppbrutt og mylonittisert («kataklas-struktur»). Selv om undersøkelsene hovedsakelig foregikk langs den nye jernbanen, har Kierulf også gitt mange eks. på forekomst og opptreden av basiske inneslutninger i granitt og gneis. Han har en rekke instruktive illustrasjoner av disse forholdene.

N. H. Magnusson gjorde i 1937 en del undersøkelser i Värmland, Akershus og Hedmark, bl. a. for å finne grensene for «Den Centralvärmlandske mylonitsonen» og dens fortsettelse i Norge. På hans oversiktskart ligger hele området langs østsiden av Mjøsa innenfor

denne sonen. Etter Magnusson er bergartene i mylonittsonen stort sett sterkt påvirket, med oppbrytning og pressing. Knusestrukturer er vanlige, både i stor og liten målestokk, som breksjering, forskifring og mylonittisering.

Generelt.

Undertegnede undersøkelser ble gjort somrene 1955 og 56, samt i et kortere tidsrom 1957. Om det kartlagte områdets beliggenhet, se Fig. 1.

Størstedelen av området er kollelandskap med noen få brede og mange små daler.

Overdekningen er gjennomgående sterk, med mye barskog og dyrket mark, det siste særlig i dalene og mot Stangeslettens kambrosilur i N. Mellomkambriske skifre ligger her med basalkonglomerat på grunnfjellspeneplanet.

Hovedbergartene er: 1. grov rødlig eller grå granitt og granodioritt, til dels med mørke inneslutninger. 2. Varierende gneiser, ofte mer eller mindre båndet, sammensetning granittisk til diorittisk. (Nedenfor kalt vekselgneiser.) 3. Hornblendegabbro. Bergartene hører overveiende til epidot-amfibolitt-facies. Gneisene har overveiende steilt falt, 70—100°.

I det følgende vil bevegelsessoner betegne breksje, forkastnings- og forskyvningssoner, samt soner med forholdsvis sterk skifrihet (tektonisk betinget). Vekselgneis betegner krystallinske skifere der basiske partier veksler så ofte med surere at utskillelse av de enkelte komponentene ikke er mulig på kartet.

Koord. = kartkoordinater, Fig. 2.

Alle vinkler er angitt i nygrader.

Struktur, tektonikk.

Som vist på kartet, Fig 2 er området gjennomslått av bevegelsessoner.

Den store NNV-gående Mjøsforkastningen med relativ senkning i V, har etterlatt mange spor nær Mjøsa i N-delen av området. Sterk mylonittisering, breksjering, mange glideflater og småfolder viser at den sentrale delen av forkastningssonen her går nær Ø-siden av Mjøsa. Da forkastningens spranghøyde øker S-over fra 20—25 m ved Nes til ca. 400 m ved Balke—Stange, er det en «hengselsforkast-

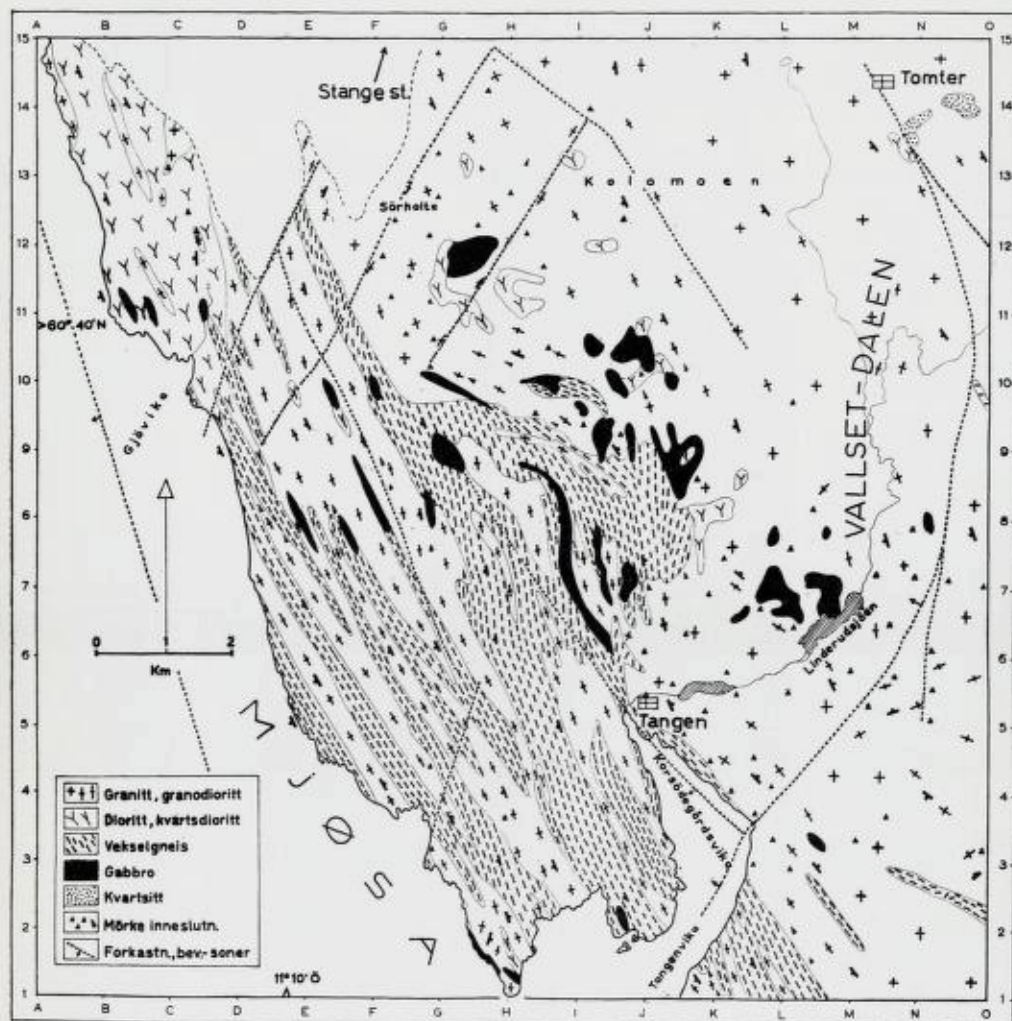


Fig. 2. Geologisk kart, Tangen.

Geological map, Tangen.

ning». De yngste bergarter som er forkastet her, hører til silur og da V-siden er relativt senket, er det naturlig å tenke seg at forkastningen hører til det system av bruddlinjer som førte til Oslo-feltets innsynkning. Her skal nevnes at topografiske profiler ØNØ—VSV fra N-delen av området ofte viser et trappelignende forløp med brattest fall mot V.

Vanligvis går det her breksje-soner langs åsenes V-sider, og vi har antagelig en serie forkastninger med rel. senkninger i V.

En forkastning som ligner Mjøsforkastningen, går langs Tangenvikas Ø-side med fortsettelse NNV til N-over langs Vallsetdalens Ø-side. Lenger N har S. Skjeseth på «Geologic Map of the Mjøsa district» (1955, ikke publisert) tegnet en forkastning fra Nordby (23 km N for Tomter kirke) mot Tomter. Underordoviciske sedimenter er her de yngste forkastete bergarter. Retning og beliggenhet av Tangenvika—Vallsetdalens forkastning tyder på nær sammenheng mellom denne og forkastningen lenger N. I N har det skjedd en relativ senkning i V, og i S-delen (Tangenvika—Vallsetdalen) er det tydelig høydeforskjell Ø—V, med største høyder i Ø. Det er da rimelig å anta at der også i S har foregått bevegelser etter underordovicisk tid. Deformasjonene langs denne siste bevegelsessonen har mest ytret seg som breksjering med sterk oppsprekking. Granittens alkalifeltspat er ofte kjøtttrød og biotitten klorittisert. Jernhydroksyd er vanlig på sprekkeflatene.

Bevegelsessonen Gjøvika—Sørholte er av samme type. Her blir dessuten det alminnelige strøket i gneisen avbøyet slik at det nær sonen går parallellt med denne. Det samme gjelder en del andre bevegelsessoner med samme retning, ca. NNØ. Dette kan tyde på at det har foregått bevegelser i disse sonene etter den alminnelige forsifringen i området.

Retningene av de fleste bevegelsessonene ligger omkring 160° og 30° . Disse retningene finnes også igjen på retningsdiagrammet for oppsprekkingen i området (Fig. 3 a). Her sees et tydelig maksimum ved 155° og et mindre tydelig ved 25° . Til sammenligning står et diagram som viser sprekkeretningene i permiske og kambrosiluriske bergarter på strekningen Skreikampen—Oslo (Fig. 3 b). Også her er det et tydelig maksimum ved 155° . Sprekkene er gjennomgående steile i begge områdene. Overensstemmelsen viser at det i Tangenområdets grunnfjell sannsynligvis i relativt sen tid (perm?) har foregått bevegelser som resulterte i sprekkeretninger omkring 155° . Et visst forbehold må tas, idet grunnlaget for disse sprekkeretningene kan være lagt allerede i grunnfjellstid.

Resultatet av 38 målinger av linjestruktur i Tangenområdet er tegnet inn på diagrammet i Fig. 4 a. Kryss viser til målinger langs N-siden av Korsødegårdvika, små sirkler er målinger langs Ø-siden av

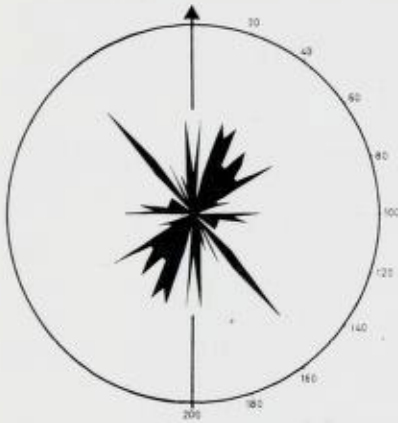


Fig. 3 a.

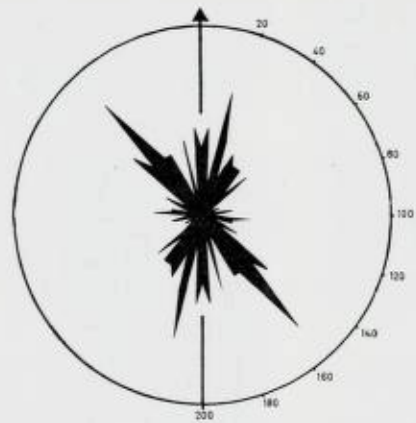


Fig. 3 b.

Fig. 3 a. Sprekkeretninger Tangen-området. 140 målinger.
Joint directions, Tangen area. 140 measurements.

Fig. 3 b. Sprekkeretninger Skreikampen—Oslo. 193 målinger.
Joint directions, Skreikampen—Oslo. 193 measurements.

Tangenvika. Retningene av linjestrukturertene synes i disse to områdene til en viss grad å være avhengig av bevegelsessonenes retning. Linjestrukturertene er derfor trolig et resultat av bevegelsene i disse sonene.

Målingene fra resten av området faller mest omkring det tydelige maksimum i NV-kvadranten. På det samme diagrammet er hovedskif-righetsplanet for Tangenområdet, 180/80 tegnet inn (A—B), og hovedsprekkeplanet, ca. 155/100 (C—D). Hovedretningen for linjestrukturertene ligger nær skjæringslinjen mellom de to planene. Linjestrukturertene kan tenkes oppstått ved samtidige bevegelser både i skif-righetsplanet og sprekkplanet, dvs. i retninger med forholdsvis liten friksjon (Fig. 4 b).

Granittiske bergarter med finkornete, mørke, kvartsdiorittiske inneslutninger er vanlige i store deler av Tangenområdet. Nær bevegelsessonene blir granitten skifrig og inneslutningene, som i massiv granitt ofte har form av kantete bruddstykker, blir mer eller mindre utvalset.

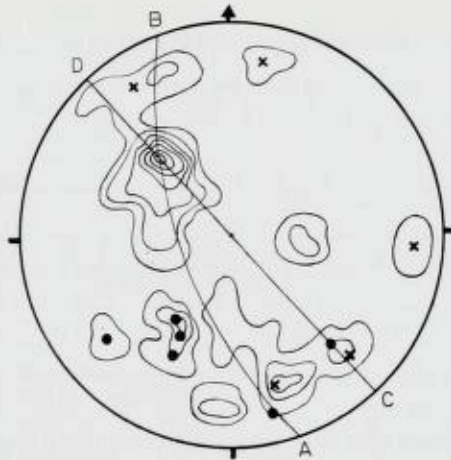


Fig. 4 a. Linjestruktur, Tangen-området. Kurver for 1 — 3,5 — 6 — 8,5 — 11 — 13,5 — 16 %. Undre halvkule. 38 målinger.

Lineation, Tangen areas. Curves for 1 — 3.5 — 6 — 8.5 — 11 — 13.5 — 16 %.
Lower hemisphere. 38 measurements.

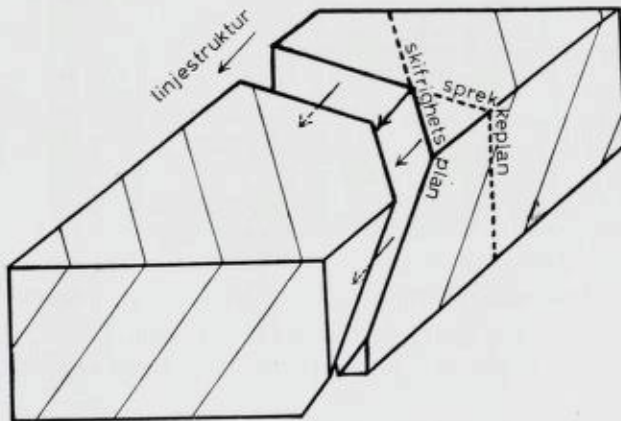


Fig. 4 b. Mulig forklaring på dannelsen av hoved-lineasjonen.

Possible explanation of the formation of the main lineation.

Beskrivelse av bergartene.

Den kjemisk-mineralogiske inndelingen av bergartene følger systemet som er brukt av E. E. Wahlström.

Granitt og granittisk gneis, granodioritt.

Disse bergarter har stor utbredelse i Tangen-Området og da mest som alkaligranitt. I SØ og SØ-delen av området er granittiske bergarter overveiende, ofte som rødlig, massige eller svakt skifrige, grovkornete øyegranitter. Kvartsen er ofte isblå, som hos Trysil-granitten, lenger NØ. V for Kolomoen er bergartene stort sett mer skifrige og har en mer båndet opptreden.

Fig. 5 og 6 viser alminnelige granittyper fra Tangenområdet.

I tabellen nedenfor er gitt eks. på forskjellige typer granitt. En granodioritt er også tatt med.

Vol-% av vanl. min.	1 Kalk- alkali- granitt	2 Alkali- granitt	3 Kalk- alkali- granitt	4 Grano- dioritt
Kvarts	45	51	46	38
Alkalifeltspat	31	38	32	15
Plagioklas	10 (An 5)	2 (An 5)	6 (An 5)	24 (An 40)
Biotitt			3	14
Kloritt	6			
Epidot	6			3
Muskovitt		4	5	4

1. Grov, rødlig, breksjert kalkalkali-øyegranitt fra forkastningen Tangenvika—Vallsetdalen, koord. O,11. Kvartsen har undulerende utslukning, mikroklinen oppbrutt og gjennomsatt av fingrynet kvarts. Plagioklasen er også sterkt oppbrutt og noe serisittisert. Kloritten er en del krøllet og bøyet og finnes ofte som fingrynede aggregater.

2. Finkornet, skifrig, alkaligranittisk gneis fra V-siden av Tangen, koord. F—G,4. Fargen er grå og bergarten har ca. 95 % saliske mineraler. Kvarts opptrer mest som rundaktig begrensede korn med undulerende utslukning. Mikroklinen er en del serisittisert. Muskovitt opptrer som tydelig orienterte flak, oftest oppbrutt og frynset i randen. Plagioklas forekommer som spredte korn. Få korn er målbare og bestemmelsen er noe usikker.



Fig. 5.



Fig. 6.

Fig. 5. Massiv granitt, Ø for Tangenvika.

Massive granite, E of Tangenvika.

Fig. 6. Skifrig granitt, nær Ø-siden av Tangenvika.

Foliated granite, near the E side of Tangenvika.

I fortsettelsen mot S av den samme granitten, finnes granatporfiroblaster med tverrmål opp til ca. 2 mm. Brytningsindeks av disse ble bestemt til 1,795 og etter røntgenfilm ble enhetscellens størrelse beregnet til 11,61 Å. Dette gir etter Frietsch' bestemmelsesdiagram for granater, følgende omtrentlige innhold av de vanlige granatkomponentene: Almandin 55 %, spessartin 10, pyrop 10, og andraditt 5 %.

3. Middelskornet, lite skifrig granitt fra N-siden av Korsødegårdsvika, koord. I—J,5. Farge lys rødlig til grå. Kvartskornene har sterkt undulerende utslutning og granoblastisk struktur. Kornene inneholder tallrike uregelmessig rundete inneslutninger med tverrmål max. 0,003 mm. Fargen rødlig, orienteringen uregelmessig. Inneslutningene finnes bare i kvarts, og ved senkning av mikroskopets tubus kan man se at de fortsetter innover i kornene. Kierulf har beskrevet lignende inneslutninger fra samme område (Fig. 7) og omtaler enkelte som væskeinneslutninger med libelle. Mikroklinen synes delvis å være fortrent av kvarts. Mikroklingitter er godt synlig. Plagioklas

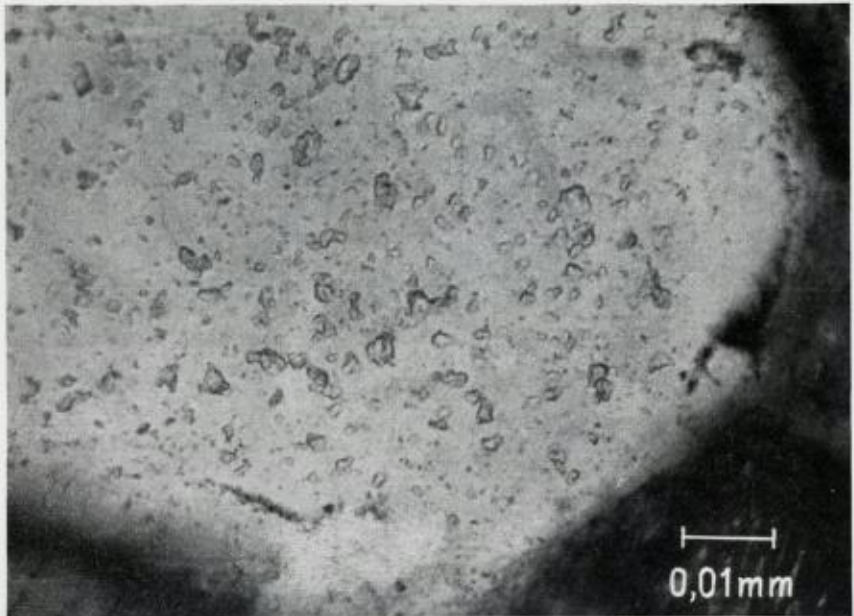


Fig. 7. Inneslutninger i kvarts.

Inclusions in quartz.

forekommer spredt mellom kvarts og mikroklin. Tvillinglamellene er tydelige og plagioklasen er bare ubetydelig epidotisert og serisittisert. Muskovitten er til dels oppbrutt og bøyet og sees mest som orienterte flak. Noe muskovitt er parallellsammenvokset med biotitt. Denne er middels mørk og delvis klorittisert. Innesluttet i biotitten finnes zirkon i mindre mengder.

4. er et eks, på en granodioritt, koord. N,4. De fleste granodioritter er knyttet til granitter og er i håndstykke vanskelig å skille fra disse. I eks. 4 er bergarten massiv grovkornet, med kornstørrelse opp til 3 cm. Kvartsen har sterkt undulerende utslukning og forekommer mest i kornete masser. Mørke nåleformete inneslutninger finnes ofte i stort antall. Nålenes diameter er ca. 0,001 mm, lengden varierer, men er sjelden over 0,1 mm. Mikroklinen er oppbrutt og til dels gjennom-satt av fingrynete kvartsårer. Plagioklasen er noe serisittisert og epidotisert, men både tvillingstripning og spalteriss er godt synlige. Biotitten er sterkt oppbrutt og bøyet. Egenfargen varierer fra gulbrun, til

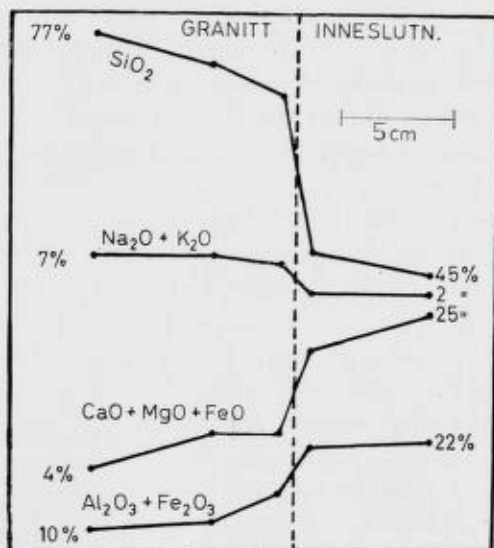


Fig. 8. Variasjoner i kjemisk sammensetning nær diorittisk inneslutning. (Beregnet etter modal-analyser.)

Variations in chemical composition, near dioritic inclusion. (Calculated from modal analyses.)

mørk gråbrun nær erts. I og rundt biotitten finnes en del apatitt, og noe flusspat kan sees som grynete masser langs bruddspalter i biotitt-flakene. Muskovitt finnes utelukkende som serisitt i plagioklasen. Epidot forekommer bare i plagioklas, som ca. 0,05 mm lange stavformete krystaller.

Inneslutninger i granitt og granodioritt.

De fleste av disse har kvartsdiorittisk sammensetning. Nedenfor er angitt gjennomsnittlig vol. % av de vanligste mineralene, etter målinger i tynnslip av 7 inneslutninger fra forskjellige deler av Tangenområdet: Kvarts 19, plagioklas 20 (gj.sn. An 40), biotitt 20, epidot 13, amfibol 17, alkalifeltspat, muskovitt, kloritt og kismineraler hver ca. 1—2 vol.%. Pyroksen såes ikke i noen av slipene. Prøvene er alle tatt i sentrale deler av inneslutninger.

I ett tilfelle er forholdene ved grensen mot granitt studert mer inngående. Ved en inneslutning (størrelse ca. $1 \times 1 \times \frac{1}{2}$ m) i granitt ved Korsødegårdsvika, koord. K,4—5, tok jeg en serie prøver fra

granitten og inn i inneslutningen. For hver prøve er foretatt 500 punkt-tellinger i tynnslip, og vekt-% av følgende oksydgrupper er beregnet: SiO_2 , $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$, $\text{FeO} + \text{MgO} + \text{CaO}$, $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Forholdene er grafisk fremstilt på Fig. 8. Denne viser at det her har foregått en utjevning i retning av større likevekt mellom inneslutningen og den omgivende granitten.

I de sentrale delene av inneslutningene finnes vanligvis både amfibolitt, kloritt og biotitt. Nær grensen mot granitt forsvinner ofte biotitt og amfibol mens mengden av kloritt kan øke vesentlig. I de sentrale delene kan særlig store inneslutninger (f. eks. $5 \times 5 \times 5$ m) ligne hornblendegabbro. Det ligger nær å sette inneslutningene i granitten i forbindelse med enkelte hornblendegabbroer som er oppbrutt og delvis gjennomsatt av granittiske årer. At inneslutningene stammer fra oppbrutte gabbroer virker sannsynlig også når man ser på utbredelsen av inneslutningene. Disse opptrer stort sett bare nær de større gabbromassene. I de NØ-lige delene av området hvor gabbro-bergarter er sjeldne, har granitten praktisk talt ingen inneslutninger.

Vekselgneis.

I og nær bevegelsessonene blir inneslutningene mer eller mindre presset, og bergartene får til dels båndgneis-struktur. Samtidig med deformasjonene blir forskjellen i sammensetning mellom inneslutningene og den omgivende bergart mindre, og resultatet blir ofte en veksling av granodioritt og kvartsrik kvartsdioritt, i plate og linseformete, skifrige masser. De samme bergartene sees ofte med gradvis overgang til granitt med inneslutninger.

Uregelmessige kvartsplater som ligger parallellt med skifriheten, er vanlige i vekselgneisen. Bredden er sjelden over 10 cm. Pegmatittiske klumper og linser av mikroklin, dels sammen med kvarts, forekommer også hyppig. Tverrmålet av disse er mest 5—20 cm, i enkelte tilfeller opp til ca. 100 cm.

Som eks. på vekselgneiser er valgt prøver fra veiskjæring NØ for Espa, koord. K,2. Bergartene har båndet opptreden, båndenes bredde varierer vanligvis mellom 10 og 300 cm.

Innholdet i vol.% av de vanligste mineralene er gitt i tabellen på neste side.

Vol. %	1 Alkali- granitt	2 Kvarts- dioritt
Kvarts	39	12
Alkalifeltspat	12	4
Plagioklas	5 (An 5-10)	17 (An 25-30)
Biotitt	11	10
Kloritt	3	19
Epidot	22	17
Amfibol		16
Titanitt	5	3

1. Middelskornet, noe breksjert, rødlig, sterkt skifrig granittisk øyegneis. Sprekkeflater viser ofte glidestriper, øynene er uregelmessige og bergarten bærer tydelig preg av bevegelse. Kvartsen har sterkt undulerende utslukning og er oftest tydelig orientert. Kornene ligger ofte samlet i større masser og er da sannsynligvis rester etter større oppbrutte individer. Mikroklin opptrer som øyne med tverrmål opp til ca. $\frac{3}{4}$ cm og som mindre spredte korn. Disse siste synes å være rester etter større oppbrutte korn. Mikroklin-porfyroblastene inneholder ofte plagioklasrelikter med flikete grenser, og årer med fingrynet kvarts. Plagioklasen er en del epidotisert og deformert og den optiske bestemmelsen er usikker. Biotitten er mørk grønnlig brun, sterkt bøyet og krøllet. Noen få korn er klorittisert i randen. Foruten i plagioklas finnes epidot også ellers i bergarten, som spredte istykkerbrutte korn. Kloritt finnes bare som randdannelse i biotitt. Fargen er mørk blågrønn med mørk brunfiolett interferensfarge, nesten isotrop.

2. Middels-finkornet, sterkt skifrig bergart med kvartsdiorittisk sammensetning. Kvartsen har sterkt undulerende utslukning og ligger noe orientert. De fleste kornene virker uklare, støvete, muligens som resultat av mylonittisering. Mikroklin finnes vesentlig i 2—6 mm brede striper (eg. plater) sammen med kvarts. Stripene er lyse røde og godt synlige i den ellers mørke grågrønne bergarten. Plagioklasen er epidotisert og serisittisert og tvillingstripene ofte sterkt utvisket. Kornene er noe oppbrutt og utslukningen kan variere innen de enkelte korn. Biotitten er mellombrun og sterkt klorittisert i striper. Flakene er tydelig orientert og ofte bøyet og brukket (Fig. 9). Epidot opptrer jevnt fordelt i bergarten ofte som typisk sekundært mineral. Amfibol forekommer som nåler med lengde opp til ca. 2 mm. Egenfargen er olivengrønn. De optiske data viser overensstemmelse med alminnelig hornblende. Kloritten har mørke brune interferensfarger.

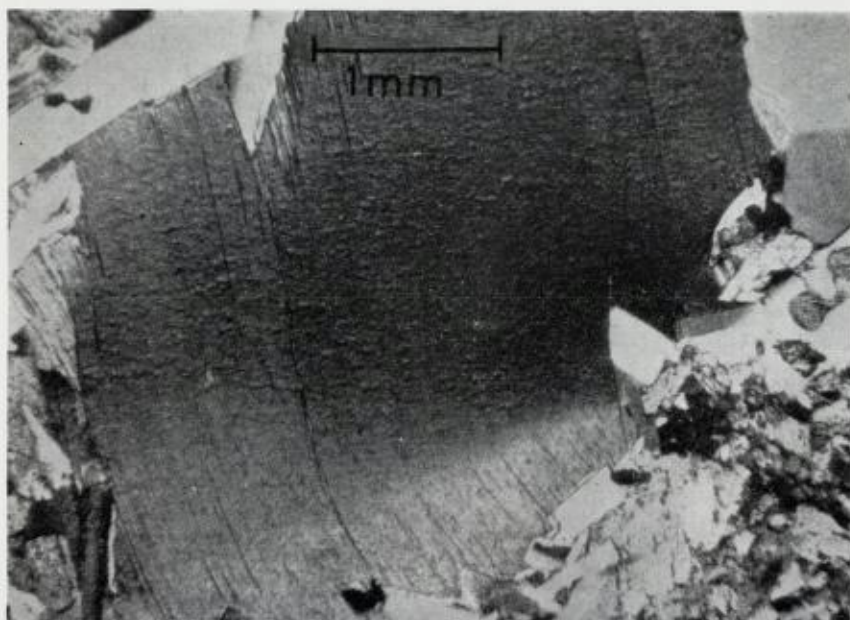


Fig. 9. Deformert biotitt i kvartsdioritt.
Deformed biotite in quartz diorite.

Dioritt og kvartsdioritt.

Foruten som inneslutninger i granitt og granodioritt og som element i vekselgneisene, finnes dioritt og kvartsdioritt også i større sammenhengende masser. Disse opptrer ofte i nærheten av eller i forbindelse med gabbro-bergarter. Enkelte steder ser man gradvise overganger fra gabbro til dioritt. Nedenfor skal kort beskrives tre bergarter fra dioritt-gruppen.

Vol. %	1 Kvarts- dioritt	2 Kvarts- dioritt	3 Kvarts- dioritt
Kvarts	16	12	21
Alkalifeltspat	12		3
Plagioklas	31 (An 31)	28 (An 33)	34 (An 39)
Muskovitt	16	23	6
Biotitt	9		17
Epidot	15	3	8
Amfibol		18	
Granat		3	
Rutil		6	

1. Det største stort sett sammenhengende diorittområde finnes N for Gjøvika. I 1—2 km bredde strekker kvartsdioritten seg minst 4 km N-over. Bergarten er mest massiv eller svakt skifrig, middels-kornet. Prøven er fra veiskjæring NNV for indre del av Gjøvika.

Kvartsen har noe undulerende utslukning og opptrer som sent krystallisert mineral, som ofte gjennomhuller og sender fingerformete årer inn i andre mineraler. Mikroklinen er til dels oppbrutt og gjennomsatt av årer med fingrynet kvarts. På samme måte som kvartsen, opptrer mikroklinen ofte som sent krystallisert mineral, som forekommer i årer og til dels omslutter korn av andre mineraler, som f. eks. plagioklas. Denne siste er sterkt serisittisert og epidotisert. Myrmekittdannelse er vanlig på grensen mot kvarts, mest som slangeformet kvarts, loddrett på grensen. Biotitten, som er rødbrun, er stort sett sterkt knust og bøyet, og enkelte korn er gjennomhullet av kvarts. Muskovitt finnes nesten utelukkende som serisitt i plagioklas. Epidot opptrer foruten som stenglige krystaller i plagioklas, også som rundaktige korn sammen med biotitt.

Den samme kvartsdioritten inneholder til dels også amfibol ved siden av biotitt. I de V-ligste delene, nær Mjøsforkastningen, opptrer sterkt skifrige bergarter, også kvartsdiorittiske. Enkelte steder kan man se jevne overganger fra disse til bergarten i eks. I ovenfor. Det ligger nær å oppfatte de skifrige bergartene som sterkt pressete, delvis omkrystalliserte utgaver av den grovere og massive bergart lenger Ø. Enkelte av de pressete bergartene inneholder nesten utelukkende kvarts og andesin, samt mindre mengder grønn hornblende som orienterte nåler.

2. Rundt, og særlig S for hornblendegabbroen N for Ramset, koord. E—F, 9—10, opptrer forskjellige dioritt-typer. De er ofte skifrige, og finnes som klumper og linser i den omgivende sterkt skifrige granittiske gneisen. Forholdene er uregelmessige, men det synes som om en del av diorittmassene er oppstått ved delvis granittisering av de ytre delene av hornblendegabbroen. I V-randen av denne ligger en middels-kornet granat og rutilførende kvartsdiorittisk overgangsborgart.

Kvarts finnes som små korn, tverrmål ca. 0,1 mm, mellom de andre kornene. Utslukningen er noe undulerende. Rødlige, uregelmessige inneslutninger, ca. 0,005 mm tverrmål finnes, men er sjeldne. Plagioklasen er en del serisittisert og epidotisert og kornene er en del

deformert med undulerende utslukning og buete tvillinglameller. Muskovitt finnes som serisitt i plagioklas, og i klynger og orienterte flak ellers i bergarten. Flakene er en del oppbrutt. Amfibolen er grønn og en del fortrenget av kvarts. Etter de optiske data er amfibolen sannsynligvis alminnelig hornblende. Epidot er ikke sett utenfor plagioklasen. Granat finnes med tydelig utviklet krystallform. Krystallene er oppbrutt og til dels gjennomslutt av årer med dobbeltbrytende mineral, sannsynligvis kloritt. Tverrmål av granatene er mest 0,5—5 mm og fargen er rød-fiolett. Etter opptak av røntgenfilm, er enhetscellens størrelse beregnet til 11,53 Å. Brytningsindeks er 1,795. Settes verdiene inn i Frietsch's bestemmelsesdiagram, blir granatens omtrentlige sammensetning: Almandin 65 %, pyrop 20, grossular 10, spessartin 5. Rutil opptrer jevnt fordelt som uorienterte stavformete krystaller. Lengden av disse er mest 0,1—0,2 mm. Kneformete tvillinger er vanlige. Langs randen av krystallene sees av og til noe erts, trolig ilmenitt. At rutilen ligger uorientert i en ellers skifrig bergart, kan tyde på at mineralet er dannet relativt sent.

3. er et eks. på kvartsdioritt fra Ø-delen av området. Prøven, en midd.kornet mørk, grå kvartsdioritt, er tatt nær hornblendegabbro, S for Kolomoen, koord. I—J, 10.

Kvarts finnes mest som kornete aggregater. Utslukningen er noe undulerende, særlig i de større kornene. Inneslutninger er vanlige, både nåleformete ca. 0,1 mm lange, og rødlige, uregelmessige med tverrmål ca. 0,005 mm. Plagioklasen er en del serisittisert og epidotisert, særlig i de indre delene. Flikete begrensning og inntrengende kvartstunger er vanlig. Muskovitt finnes utelukkende som serisitt i plagioklas. Biotitten er sterkt bøyet, brukket og oppfliset. Enkelte flak er nesten fortrenget av kvarts og bare rester er igjen. Epidot forekommer i og utenfor plagioklas, som stavformete krystaller og som rundete korn. Utenfor plagioklasen forekommer epidot mest sammen med oppknust biotitt.

Bergarten ovenfor inneholder små (max. ca. 15 cm tverrmål) rundete bruddstykker av hornblendegabbro. Både N og SV for kvartsdioritten finnes gabbroer av samme type, og inneslutningene kan muligens stamme fra disse. Grensen kvartsdioritt—hornblendegabbro er forholdsvis skarp, mens grensen mellom kvartsdioritten og granitten omkring er diffus. Kvartsdioritten kan være et resultat av migmatisering, med inneslutningene av hornblendegabbro som «ufordøyete» rester.

Gabbro. (Gangbergarter unntatt.)

Det meste av gabbroen ligger i et belte 2—4 km bredt, fra Linderudsjøen til området Gjøvika—Sørholte. Grønn hornblende er det vanligste mørke mineral i de gabbroer som er undersøkt. Pyroksén opptrer sjeldent. Gabbroene er sterkest tektonisert i V-delen av Tangen-området, der de ofte forekommer som plate eller linseformete drag med lengderetning parallellt med den vanlige skifriheten, NNV—SSØ. Disse gabbrodrag er ofte sterkt forskifret, særlig i de ytre delene. Det er ingen vesentlig forskjell på vekselgneisens gabbro og amfibolittdrag og de som er nevnt ovenfor. Størrelsen avgjør hvilken av gruppene de skal regnes til. I Ø-delen av området opptrer gabbroene mer som klumpformete massiver i granitten, som f. eks. i området ved Linderudsjøen.

Enkelte av gabbroene er oppbrutt og gjennomslutt av granittiske eller diorittiske bergarter, se Fig. 10.

Gabbrobergartene varierer en del i sammensetning og kornstørrelse, men bergart 1 nedenfor er svært vanlig.

Vol. %	1 Gabbro	2 Kvarts- gabbro
Kvarts	2	6
Plagioklas	30 (An 63)	29 (An 52)
Muskovitt	3	7
Biotitt	8	15
Epidot	10	8
Amfibol	44	30

1. Lokalitet SØ for Gjøvika, koord. E, 7—8. Bergarten er midtels til grovkornet, massiv, med hornblendenåler opp til 3 cm lange. Forvitret overflate er sort og hvit, friskt brudd mørk grå.

Kvarts finnes sparsomt, som få spredte korn med tvermål under 0,1 mm. Plagioklasen er sterkt oppsprukket og deformert. De indre delene av kornene er en del serisittisert og epidotisert. Periklintvillinger er ofte tydelig utviklet. Amfibolen er grønn, med pleokroisme i grønt og gult. De optiske data tyder på at det er alminnelig hornblende. Biotitten, som er en del oppknust, forekommer rundt og mellom amfibolen og i sprekker i denne, og er sannsynligvis et omvandlingsprodukt av amfibol. Epidot finnes som stavformete krystaller i plagioklas og

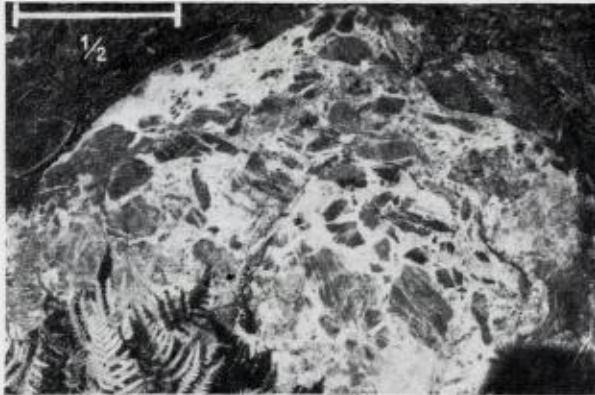


Fig. 10. Kvartsdioritt med bruddstykker av gabbro.
Quartz diorite with fragments of gabbro.

som kornete aggregater i amfibol-biotitt-massen. De optiske data viser overensstemmelse med jernrik epidot-klinozoisitt.

2. er en presset gabbro. Prøven er tatt ved jernbanen, NNV for Korsødegårdsvika, koord. I—J, 6. Bergarten er middelskornet, skifrig og har til dels øyestruktur (plagioklas). I friskt brudd er fargen sort med grågrønne plagioklas-porfyroblaster, forvitret overflate er sort og hvit.

Kvartsen har noe undulerende utslukning. Rødlige, uregelmessige inneslutninger med tverrmål 0,005 mm og mindre er vanlige. Plagioklas opptrer mest som oppbrutte, rundete korn, med tverrmål opp til ca. 5 mm, svevende i en relativt finkornet grunnmasse av amfibol, biotitt og epidot. Serisittisering er vanlig. Plagioklasen har også ofte innesluttet små ertskorn, se Fig. 11. Ertsen er grå, til dels med regulær habitus, sannsynligvis magnetitt. Muskovitt er bare sett som serisitt i plagioklas. Biotitten, som er mørk kastanjebrun, ligger som kornete masser rundt og i amfibolen. Man må anta at den er dannet ved delvis omvandling av amfibol. Amfibolen er mørk grågrønn. De optiske forholdene tyder på at det er en alminnelig hornblende. Epidot finnes dels som spredte korn i biotitt-hornblendemassen, dels som årer i den samme massen.

Enkelte gabbrotyper er sterkt impregnert med magnetitt. I en epidotrik varietet av den foran omtalte hornblendegabbroen (eks. 2),



Fig. 11. Magnetitt (?) i plagioklas.

Magnetite (?) in plagioclase.

finnes partier med opp til 15 vol.% magnetitt. I samme område er kompassets misvisning opp til 20° .

Både gabbrobergartenes opptreden i «svermer» av relativt små klumper og linseformete områder atskilt av mest granittiske bergarter, deres oppbrytning og deres sannsynlige slektskap med granittens basiske inneslutninger, synes å tyde på at vi har for oss restene av et engang større gabbrokompleks og at den oppbrytende granitten er yngre enn dette.

Gangbergarter.

Det er p.g.a. overdekningen ofte vanskelig å følge opp disse. Gangenes bredde er mest 1—4 m.

Eruptivganger.

Disse er nesten utelukkende diabaser av forskjellige typer. Fin-kornet størkningsrand mot sidebergarten er vanlig. Enkelte diabaser

er forholdsvis unge, da de skjærer over strukturer i de omgivende bergartene og er lite metamorfe.

Eksemplene i tabellen nedenfor viser sammensetningen av tre forskjellige diabaser.

Vol. %	1 Diabas	2 Diabas	3 Olivin- diabas
Plagioklas	47 (An 47)	33 (An 51)	26 (An 80)
Muskovitt	6		5
Biotitt	10	15	3
Kloritt			8
Olivin		?	3
Epidot	3	5	
Karbonat	12	5	
Serpentin			8
Amfibol	10	12	17
Pyroksén		23	4
Magnetitt	15	6	9

1. Fra 4 m bred gang i skifrig kvartsdioritt, koord. C, 10—11. Amfibolen er her brun jernrik hornblende. Karbonat opptrer som sekundært mineral i delvis dekomponert hornblende. Biotitten er jernrik.

2. Fra 4 m bred gang i svakt skifrig granitt, koord. O, 9—10. Gangmassen er noe oppsprukket. Pyroksénen er svakt farget, sannsynligvis diopsid eller augitt. Amfibolen, som er lys, blågrønn alminnelig hornblende, finnes som randdannelser i pyroksénen og er sannsynligvis et omvandlingsprodukt av denne. Kvarts er ikke sett. Olivin forekommer sannsynligvis i små mengder. (Opt. best. usikker.)

3. Olivindiabas fra 5 m bred gang, koord. K, 2. Gangmassen porfyrisk utviklet med relativt store krystaller av biotitt, hornblende og pyroksén. Hornblendene er mørk basaltisk og pyroksénen sannsynligvis augitt. Biotittflakene kan ha tversnitt opp til ca. 4 cm.

Diabasen minner i utseende og mineralisk sammensetning om bergarter fra almöitt-damkjernitt-gruppen. Gangmassen inneholder langs grensen mot sidebergarten bruddstykker av denne.

En annen noe eiendommelig gangbergart sees like N for Rotlien, koord. D, 9. Bergarten, som er meget finkornet, inneholder anslagsvis $\frac{3}{4}$ albitt, og $\frac{1}{4}$ epidot + kalkspat + muskovitt, og kan petrografisk regnes til mænaitt-gruppen. Fargen er grønnlig hvit.

Hydrotermale karbonatganger.

Foruten de mange ganger og årer av kvarts av sannsynligvis hydrotermal opprinnelse, finnes også en del karbonatganger og årer som må regnes som hydrotermale. Retningene av gangene er som oftest parallelle med de fremherskende sprekkeretningene på stedet. Årene må derfor antas å være sekundære fyllinger.

Tabell 5 viser analyser av materiale fra to slike årer.

Vekt %	1 Dolomitt	2 Kalsitt
CO ₂	39,28	42,57
SiO ₂	8,64	0,20
CaO	28,33	54,93
MgO	19,57	—
Na ₂ O	1,09	0,42
K ₂ O	1,30	2,47
Fe ₂ O ₃	0,37	2,47
Al ₂ O ₃	0,39	0,05

Analysene er utført av undertegnede.

1. er dolomitt fra 8 cm bred åre i dioritt ved riksveien, koord. G, 9—10. Åren er fulgt 4 m til den forsvinner under overdekning.

2. er kalsitt fra 15 cm bred åre i veksलगneis ved jernbanen, koord. I—J, 6.

Materialet i begge gangene forekommer som tilsynelatende rene krystaller. Prøve 1 inneholder imidlertid relativt mye SiO₂ (eg. SiO₂ + uopløste silikater). Disse forurensningene må derfor være innesluttet i karbonatkrystallene.

Sammendrag.

Berggrunnen i Tangenområdet består vesentlig av granitt, dioritt og hornblendegabbro, i Ø mest massive eller svakt skifrige, i V ofte skifrige. De fleste bergartene hører til epidot-amfibolitt og grønnskifer-epidot-amfibolitt-facies.

Granitt og granittisk gneis er de vanligste bergarter, disse er ofte øyeførende (mikroklin).

Middels til finkornete, mørke inneslutninger er vanlige i store deler av granittene og granodiorittene. Mindre inneslutninger, tverrmål under ca. ½ m, har mest kvartsdiorittisk sammensetning, mens de

større ofte er mer basiske, i alle fall i de indre delene. Undersøkelser omkring grensen mellom granitt og inneslutning, viser at det her har foregått kjemiske og mineralogiske forandringer i retning av større likevekt mellom inneslutningen og granitten.

Antallet av inneslutninger øker mot gabbroene. Dette sammen med en delvis oppbrytning av enkelte av disse, tyder på nært slektskap mellom inneslutningene og gabbroene.

Vekselgneis er vanlig i områdets vestlige og midte deler hvor bergartene ofte er sterkt presset og forskifret. Enkelte vekselgneiser med båndstruktur er dannet ved pressing av granitt med mørke inneslutninger.

Bergartene i Tangenområdet er forholdsvis sterkt breksjert og mylonittisert. En del av deformasjonene har trolig foregått i permittiden. Retningene av bevegelsessonene, de relative bevegelsene og de topografiske forholdene, sannsynliggjør en forbindelse mellom en del av Tangenområdets bevegelsessoner og Oslofeltets forkastningssystem.

Skifrihet og linjestruktur synes å ha nær tilknytning til bevegelsessonene, og er trolig et resultat av bevegelsene i disse.

Nedenfor er satt op en, noe hypotetisk, relativ aldersskala for Tangenområdet:

Yngst

Unge eruptivganger

Postordoviciske (mest permiske?) bevegelser, med oppsprekking, breksjering og forskifring som resultat.

Pressing av granitt, utvalsing av basiske inneslutninger, migmatisering. Hovedskifriheten omkring 185/80 oppstår.

Granitt trenger inn, gabbroen brytes delvis opp, bruddstykker blir innesluttet i granitt.

Oppsprekking?

Gabbro.

Eldst.

Litteratur.

- Bugge, A.*, 1941. En oversikt over arbeidet i det sydnorske grunnfjell. Norsk Geol. Tidsskr., bd. 21.
- Frietsch, R.*, 1957. Determination of Garnets. Geol. Fören. Förh., bd. 79.
- Hjelle, A.*, 1958. Undersøkelse over grunnfjellets petrografi, tektonikk og alminnelig geologi i deler av Stange og Romedal herreder, Hedmark fylke. Hovedoppgave, Universitetet i Oslo.
- Holtedahl, O.*, 1953. Norges geologi. Norges Geol. Unders., bd. 164.
- Iddings, I. P.*, 1911. Rock Minerals, their Chemical and Physical characters and their Determination in thin Sections.
- Kierulf, T.*, 1873. Dagbok. (Norges geol. unders. arkiv).
- 1885. Grundfjeldsprofilet ved Mjøsens Sydende. Nyt Mag. f. Nat.-Vid., bd. 29.
- Magnusson, N. H.*, 1937. Den Centralvärmlandska Mylonitsonen och dess fortsättning i Norge. Geol. Fören. Förh., bd. 59.
- Vogt, J. H. L.*, 1882. Dagbok nr. II. (Norges Geol. Unders. arkiv).
- Wahlstrom, E. E.*, 1947. Igneous Minerals and Rocks.

**Refleksjoner over betydningen av høye punkt-
temperaturer på overflater i forbindelse
med bevegelser i bergarter.**

*Reflections on the significance of surface hot spots in connection with
tectonic movements in rocks*

Av

PAUL H. REITAN

Med 1 tekstfigur.

Abstract.

The experiments verifying the existence of hot spots on the surfaces of sliding solids (Bowden and Thomas, 1954) are mentioned, along with suggestions as to how such hot spots could be caused on the surfaces of minerals in rocks during tectonic movements. It is suggested that hot spots may be capable of stimulating the recrystallization of metastable phases, thereby allowing local areas, e. g. shear zones, to achieve thermodynamic stability and appear as zones of different metamorphic facies than their surroundings (e. g., chlorite schist zones in hornblende schist). It is also suggested that hot spots may provide the energy necessary to enable mineral assemblages to recrystallize and differentiate assemblages of lower free energy, attention being drawn especially to how the total interfacial or grain boundary free energy (De Vore, 1959) might be lowered by recrystallization and local differentiation stimulated by high surface temperatures.

Forord.

Den foreliggende avhandling ble fremlagt som foredrag ved det IV Nordiska Geologiska Vintermötet i Uppsala, januar 1960. Det må understrekes at avhandlingen er av preliminær natur. Den skal ikke betraktes som mine urokkelige standpunkter, men heller som noen refleksjoner som jeg legger frem til diskusjon. Jeg vil gjerne takke dr. Knut Heier for interessante samtaler om disse problemer, og for språklig rettelse takker jeg Heier og fru E. Holmsen.

Innledning.

Eksperimenter (Bowden og Hughes, 1937; Bowden, Stone og Tudor, 1947; Bowden og Thomas, 1954) viser at høye punkt-temperaturer forekommer på overflater som glir forbi hverandre. Man kan ikke uten videre se bort fra den mulighet at høye punkt-temperaturer også oppstår på mineraloverflater gjennom tektoniske forstyrrelser av bergarter. Jeg skal derfor summere opp en del av de vesentligste resultater av disse eksperimenter, prøve å vise hvordan høye punkt-temperaturer kan oppstå p.g.a. tektoniske bevegelser, og til slutt betrakte spørsmålet om hva høye punkt-temperaturer muligens kan bety for geologiske problemer.

Høye punkt-temperaturer og deres egenskaper.

Når et fast stoff glir over et annet er de punktene hvor det virkelig er kontakt sterkt oppvarmet uten at hele overflaten — for ikke å snakke om hele massen — blir betydelig varmere. Hvis trykket på overflatene er stort og bevegelseshastigheten høy, kan selvfølgelig høye massetemperaturer oppnåes, men poenget er at høye punkt-temperaturer er dannet uten stort trykk eller høy hastighet. Bowden og medarbeidere benyttet en skive av glass, kvarts, metall e. l. som kunne dreies rundt med forskjellige hastigheter, og en liten metallstav, ca. 1 mm i diameter, i kontakt med skiven. Vekten på staven kunne varieres slik at trykket på skiven ble større eller mindre. Hvis både staven og skiven er av metall kan kontakten selv brukes som termoelement og temperaturen kan bestemmes. Hvis skiven er av glass eller kvarts eller noe annet gjennomsiktig kan man bruke en PbS-celle som er følsom for infra-rød stråling. Temperaturen av enkelte varme punkter kan da måles og temperatur-variasjonen med tiden ved et enkelt punkt kan følges. I eksperimentene ble hastigheter mellom ca. 50 og 700 cm/sek. brukt, og vekten på staven varierte mellom 450 og 1000 g. Eksempler på temperaturer som ble målt er: vekt 1000 g, hastighet ca. 50 cm/sek. ga temperaturen minst 500° C med constantan stav og glasskive; vekt 450 g, hastighet 380 cm/sek. ga temperaturen 800 ± 50° C, stålstav og glasskive; vekt 450 g, hastighet 700 cm/sek. ga temperaturen 1200 ± 50° C med stålstav og glasskive. Når en stav med forholdsvis lavt smeltepunkt ble brukt kunne det påvises at temperaturen var begrenset oppad av smeltepunktet, men også at kontaktområdet ble meget større når staven begynte å smelte. Med lett oksy-

derbare metaller, f. eks. Al, Mg, Zn, ble det av og til observert enkelte punkter hvor temperaturen var høyt over smeltepunktet. De var sannsynligvis resultater av kjemisk oksydasjon av metallet, og denne varmen skyldes i så fall eksoterm reaksjon, ikke friksjon. Disse temperaturene kunne være godt over 2000° C.

Størrelsen av disse varme punktene varierer og ble målt fra $0,05 \times 10^{-3}$ til maksimalt $1,4 \times 10^{-2}$.^{*} Levetiden varierer også, men er alltid meget kort. Tiden det tok å bygge opp et varmepunkt til maksimal temperatur ble målt fra $0,1 \times 10^{-3}$ sek. til 2×10^{-3} sek. De døde ut omtrent like fort.

Store temperaturgradienter fremkommer på overflaten. I et av eksperimentene ble temperaturforskjellen mellom de varme punktene og masse-temperaturen i overflaten bestemt til minst 200° C. Når størrelsen av punktene ikke overstiger ca. 10^{-3} cm² må temperaturgradienten være av størrelsesorden 10^5 °C/cm.

Det er derfor bevist at meget høye punkt-temperaturer kan dannes på overflater som glir forbi hverandre. Trykket på overflatene behøver ikke nødvendigvis å være stort, og bevegelseshastigheten kan være relativt beskjeden, f. eks. 50 cm/sek. Generelt blir temperaturene høyere når stoffenes varmeledningsevne er liten, når trykket tiltar, og når hastigheten tiltar.

Jeg kan nevne et annet eksempel hvor meget høye overflatetemperaturer nødvendigvis må være tilstede, og det ligger litt nærmere geologers vanlige erfaring. Når en flate blir polert blir det dannet et tynt lag som er enten amorft eller mikrokrySTALLINSK, sannsynligvis amorft på silikater, muligens mikrokrySTALLINSK på metaller. Det heter Beilbylaget. Det oppstår ved at stoffet som blir polert blir enten svært plastisk eller smelter og blir gnidd ut over overflaten. Ved polering utjevnes ikke bare uregelmessighetene, men stoffet blir også amorft p.g.a. høye overflate-temperaturer. Allikevel er det ikke vanskelig å holde en ganske tynn plate i fingrene mens den blir polert. Man kan derfor konstatere at masse-temperaturen ikke er på langt nær så høy som overflate-temperaturen.

* Størrelsen på et varmepunkt er definert som det utstrålende areal ved maksimal temperatur (Bowden and Thomas, 1954, p. 38).

Høye punkt-temperaturer p.g.a. tektoniske bevegelser.

Jeg vil understreke hvor kort levetid de enkelte punktene har — omkring 10^{-3} sekunder. Hvis bevegelsen har en hastighet på ca. 100 cm/sek. kunne varme punkter oppstå ved en bevegelse på under 1 mm, og ville da oppstå ved alle de punkter hvor det virkelig var kontakt mellom overflater. Jeg synes derfor at man må regne med at høye punkt-temperaturer er meget mulig i bergarter i og med at bevegelser på 1 mm og over må antas å kunne foregå med den nødvendige hastighet.

Forkastninger, skyvninger og glidninger er de mest slående eksempler, og trass i at de går sikkert som oftest i små rykk fremover må man kunne anta at bevegelsen for hver gang er så meget som 1 mm. Skjærbevegelser i alle slags bergarter er alminnelig kjent, og man må derfor kunne regne med at bevegelsene i alle fall meget ofte er 1 mm og mer ad gangen.

Foldninger forlanger også relative bevegelser mellom eller i lagene på en god del over 1 mm, selv om foldningene er små. Slike bevegelser er for store til at de kan forklares som utelukkende elastiske. Jeg nevner som et eksempel en fold med amplitude 20 cm (Fig. 1). Hvis vi betrakter O og O' og P og P' som faste punkter i et lag bare 2 cm tykt, da må punktene A og A' (før foldningen var forholdet mellom disse lik forholdet mellom O og O' og P og P') bevege seg ca. 3,2 cm i forhold til hverandre, og hvis det hele divideres med 10 så har folden en amplitude på bare 2 cm, laget er bare 2 mm tykt, og den relative bevegelsen mellom A og A' er 3,2 mm, tre ganger mere enn det nødvendige for å danne varme punkter.

Selvfølgelig kan man få radial oppsprekking og dermed redusere den relative bevegelsen mellom A og A'. Folder hvor slik oppsprekking ikke finnes er imidlertid alminnelig kjent.

Jeg tror da, at ikke bare de store forkastninger og skyvninger kan forårsake høye punkt-temperaturer, men også — sannsynligvis — små skjærbevegelser i forbindelse med foldning.

Betydning for geologiske problemer.

Bevegelser i bergarter medfører nye trykk og stress-forhold for mineralene; det termodynamiske miljø blir forandret, muligens så meget at enkelte mineraler ikke lenger er stabile. Vi vet også at silikater har en meget sterk tendens til å fortsette å eksistere som meta-

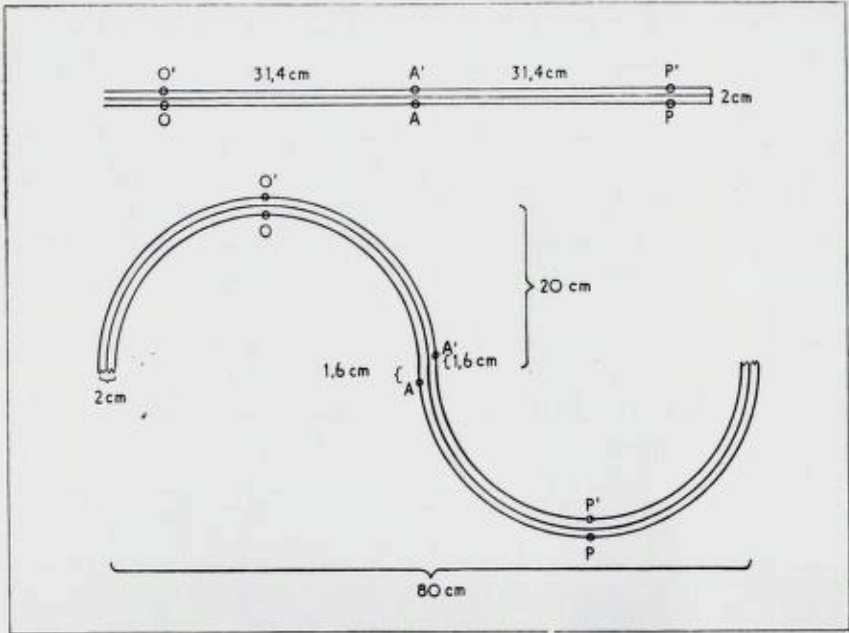


Fig. 1. Diagrammatisk fold, amplitude 20 (2) cm og bølgelengde 80 (8) cm, som viser hvordan forholdet mellom A og A' må forandre seg hvis forholdene mellom punktene O og O' og P og P' ikke forandres.

Diagrammatic fold, amplitude 20 (2) cm and wave-length 80 (8) cm, showing how the relationship between A and A' must change if the relationships between O and O' and P and P' are unchanged.

stabile faser. En metastabil fase har som oftest en liten energi-barriere som må overskrides før den kan omdannes til den stabile fase. Har vi ikke her i disse varme punktene en energikilde som muligens er nok til å sette prosesser i gang?

En klorittskifersone i hornblenderike bergarter er et alminnelig observert fenomen. Disse er ofte tolket som et resultat av sene skjærbevegelser ved forholdsvis lav temperatur. Men når temperaturen er lav kan silikater lettest bestå som metastabile faser, slik som — i dette eksemplet — bergarten utenom skjærsonene har bestått. I skjærsonen har vi kloritt, og siden den er karakteristisk for lavere facies enn hornblende, kan man ikke tro at temperaturen i skjærsonen var høy overalt. I dette eksemplet har vi heller ikke med typiske anti-stress og stress-

mineraler å gjøre. Men jeg kan lett tenke meg at små varme punkter på overflatene av mineraler kunne — uten å forårsake en generell oppvarming av skjærsonen — stimulere metastabile mineraler til å omkrystallisere til stabile faser — mineraler som er stabile ved lavere temperatur.

De Vore (1959) har lagt stor vekt på korngrenseflatens minimum fri energi som en kontrollerende faktor for dannelsen av et lokalt mineralselskap i bergarter. Korngrenseflatenes fri energi (min oversettelse av *interfacial* eller *grain boundary free energy*) er definert som den delen av systemets fri energi forårsaket ved avbrytelser av de enkelte kornenes innvendige strukturer ved overflater og forholdene til overflatene av tilgrensende korn. Den avhenger av kornstørrelse, den relative orientering av kornene på begge sider av alle grenseflater, og av forurensninger i kornenes overflater. De Vore (1959) regner med at ikke alle mineralselskaper er like stabile, og at lavere korngrenseflate fri energi kunne oppnås ved at et mineralselskap delte seg i to med forskjellige prosenter av mineralene i hvert selskap, f. eks. at man fikk bånd, striper eller ganger av én sammensetning inn i en annen. Dette er i grunnen ikke annet enn at en metamorf differensiering kunne føre til større stabilitet på grunn av mindre korngrenseflate fri energi.

Lag som blir foldet har mange konsentriske skjærplan mellom eller i lagene (de Sitter, 1956, s. 74). Langs disse skjærplan kan muligens oppstå høye punkt-temperaturer som gir den energi som er nødvendig for at et mineralselskap kunne differensieres gjennom omkrystallisering og derved oppnå en lavere total fri energi. Hvis det opprinnelige lag var homogent kunne en slik differensiering føre til at laget ble stripet.

Tidligere har Bennington (1956, s. 572), i forbindelse med en diskusjon om metamorf differensiering i stor målestokk, antydnet at høye punkt-temperaturer på overflater kan medvirke til nedbrytningen av mineraler i skjærsoner. Bryn (1960, i denne boken, s. 8) diskuterer dannelsen av pseudotachylite og mener at høye punkt-temperaturer på overflater kan ha betydning i forbindelse med oppsmeltning av bergarter.

Hensikten med denne avhandlingen er å henlede oppmerksomhet på noen fenomener som er lite kjent blant geologer, og som jeg ikke har sett omtalt tidligere i skandinavisk litteratur. Betydningen av disse fenomener er slett ikke avgjort, men at de kan ha betydning for geologiske problemer er mulig. Jeg har med hensikt valgt å prøve å illu-

strere anvendelsen av høye punkt-temperaturer med eksempler hvor det ved første øyekast virker usannsynlig at de kan ha vært en medvirkende årsak til det som iakttas i bergarter, fordi jeg ville antyde at anvendelsen av dem kan være meget bred.

Litteratur.

- Bennington, Kenneth O.*, 1956. Role of shearing stress and pressure in differentiation as illustrated by some mineral reactions in the system $MgO-SiO_2-H_2O$: Journ. Geol., v. 64, p. 558—577.
- Bowden, F. P.*, og *Hughes, T. P.*, 1937. Physical properties of surfaces. IV — Polishing, surface flow and the formation of the Beilby layer. Proc. Royal Soc. London, ser. A, v. 160, p. 575—587.
- Bowden, F. P.*, *Stone, M. A.* og *Tudor, G. K.*, 1947. Hot spots on rubbing surfaces and the denotation of explosives by friction. Proc. Royal Soc. London, ser. A, vol. 188, p. 329—349.
- Bowden, F. P.* og *Thomas, P. H.*, 1954. The surface temperature of sliding solids. Proc. Royal Soc. London, ser. A, v. 223, p. 29—39.
- Bryn, K. Ø.*, 1960. Et funn av pseudotachylitt i S. Trøndelag, og en teori for dannelsen. Norges geol. unders. Nr. 211, 1960, p. 8—17.
- de Sitter, L. U.*, 1956. Structural geology. Mc Graw-Hill Publ. Co., London, 552 p.
- De Vore, G. W.*, 1959. Role of minimum interfacial free energy in determining the macroscopic features of mineral assemblages. I. The model. Journal. Geol., v. 67, p. 211—227.

Måling av den radioaktive stråling fra bergarter i Norge.

Av

THOR SIGGERUD

Resyme.

Kontinuerlig registrering av variasjonen i den radioaktive strålingen i Norge er et av resultatene av uranprospekteringen her i landet. Bare den hårde gammastråling er blitt målt og denne er tatt som representativ for totalstrålingen. 10 lokaliteter er brukt som typiske eksempler og viser at den radioaktive stråling fra bergarter (ikke malmer) varierer i forhold 1:67 i små områder, og at selv i store områder har man variasjoner på 1:8. En av erfaringene fra undersøkelsene er at det er nesten umulig å få gjennomsnittstall for radioaktiviteten eller gehalten av naturlig forekommende radioaktive isotoper i heterogene geologiske områder ved punktmessig oppstilling av tellere, eller ved tilfeldig innsamling av prøver til radiometriske analyser i laboratorier. Konklusjonen er også at den norske befolkning utsettes for svært varierende doser av naturlig radioaktiv stråling.

Uranavdelingen ved Norges geologiske undersøkelse har siden 1954 foretatt målinger av den radioaktive stråling i nesten alle deler av Norge. Hensikten med målingene har vært å finne positive anomalier i radioaktivitetens intensitet for om mulig å komme på sporet av økonomisk viktige forekomster av radioaktive elementer (uran og thorium).

Et resultat av disse målingene er et meget stort materiale som viser hvordan den naturlige stråling, «bakgrunns-strålingen», er i de undersøkte områder. Norges geologiske undersøkelse har således store mengder data som kan ha interesse når man bl. a. skal vurdere betydningen av gamma-strålingen fra radioaktivt nedfall (atom- og vannstoffbomber) for jorden som helhet.

På oppfordring legges her frem en foreløpig rapport vedrørende noen resultater av disse målingene.

Radioaktivitetsmålingene som er gjort av Norges geologiske undersøkelse omfatter bare den hårde gammastrålingens intensitet,

målt og registrert i bil under fart. I alt er den radioaktive strålingen målt langs en distanse på minst 20 000 km. (I noen områder er det også utført målinger med håndinstrumenter.) Til dette har vært brukt en terrenggående jeep som er innredet av Atomic Energy Authority ved Harwell-laboratoriene i England. Instrumentutstyret består av seks meget store Geiger-Müller-rør med tilhørende teller og skriver, og måleresultatene registreres kontinuerlig sammen med den distanse som er kjørt (Aere 1954, Siggerud 1958).

En forutsetning for å godta målingene som representative for «bakgrunns-strålingen» er at det eksisterer et tilnærmet konstant forhold mellom den hårde gammastrålingen som måles og den totale radioaktive strålingen som også omfatter bløtere gammastråler, beta og alfa partikler.

Det strålingsfelt som måles i naturen skyldes noen få naturlig forekommende isotoper og energispektret er stort sett temmelig ensartet fra et sted til et annet, idet det bare er det totale energinivået som forandres. Hva angår de naturlig forekommende radioaktive isotopene kan man altså regne med at det fra ett sted til et annet er en tilnærmet proporsjonalitet mellom totalstrålingen og den hårde gammastråling, slik at denne kan regnes som representativ.

Man skulle vente at problemet med likevekt mellom de forskjellige av f. eks. uranets datterprodukter ville være avgjørende for målingene, men stort sett viser det seg å være primære uranmineraler som er strålingskilden. Dette henger selvfølgelig sammen med at oksydasjons-sonen er meget svakt utviklet i Norge; de lett forvitrende sekundære uranmineraler er erodert vekk under den siste nedisingen.

I enkelte mindre områder hvor man har større konsentrasjoner av thorium enn normalt i jordskorpen vil total-strålingen være noe avvikende fra det som vanligvis antas å representeres av den målte hårde gammastrålingen. Instrumentene gir dessverre ikke mulighet til å bestemme de forskjellige energinivåer, slik at forholdet mellom uran, thorium og kalium kan måles.

Det man måler er summen av kosmisk stråling, bilens og passasjerens egenstråling, og strålingen fra bergarter og jordarter.

Den kosmiske strålingen pluss bilens egenstråling måles best på islagte vann, store broer eller ferger. (I de to siste tilfellene kommer annen stråling i tillegg, men gjennomgående er denne svært liten.) På det målebordet som bilens instrument er utstyrt med ligger utslagene mellom 7 og 9, gjennomsnittlig ca. 8 ved havoverflaten. Den

kosmiske strålingen stiger med høyden over havet. Ved de utførte målinger må det derfor innføres en forenklet korreksjon, d.v.s. det forutsettes at den kosmiske stråling fordobles i 1500 m h.o.h. som svarer til et utslag på bilens instrument på 13.

Tallene på instrumentskalaen representerer ikke noen vedtatt enhet, og skalaen er ikke lineær.

Et utslag på 10	representerer et resultat av ca.	1 900	tellinger pr. minnutt
— 15	—>—	> 3 700	—>—
— 20	—>—	> 6 400	—>—
— 25	—>—	> 10 000	—>—
— 30	—>—	> 15 000	—>—

Man får et mål for bilens egenstråling i lange tunneler hvor den radioaktive strålingen er lik strålingen fra de omgivende bergartene pluss bilen. Ute kommer så den kosmiske stråling i tillegg. (En forutsetning er selvsagt at det er de samme bergartene.) Tar man hensyn til geometrien i de to tilfeller viser beregningen at bilens egenstråling ligger på ca. 1 delstrek.

Som nevnt skyldes den radioaktive stråling i jordsmonn og berggrunn for alt vesentlig tilstedeværende datterprodukter av uran og thorium og den radioaktive kaliumisotop (K^{40}). De andre naturlig forekommende radioaktive isotopene opptrer i så små konsentrasjoner i jordskorpen at de i praksis kan settes ut av betraktning.

Helt lokale variasjoner (fra meter til meter) i radioaktiviteten kan være store. Dette kan skyldes at bergartene er varierende, men kan også være et resultat av løsmassenes skjærmende effekt overfor radioaktiviteten fra underliggende bergarter (Siggerud 1958).

Fordi forholdet mellom fjell og jord stadig skifter, og fordi de geometriske forhold mellom G.M.-rørene og terrenget er svært skiftende, vil måleresultatene variere. Målinger foretatt fra en bil i fart gir derfor et bedre gjennomsnittsbilde av den radioaktive strålingen innen et område enn måling bare på ett eller noen bestemte punkter i området. Det er usikkert om man får noe representativt resultat ved en punktmåling fordi man er helt avhengig av de tilfeldige forhold på stedet hvor telleren eller ionisasjonskammeret plasseres.

Nedenfor er gitt noen eksempler på totalstrålingen i 10 forskjellige mindre områder i Norge. Det første tallet er utslaget slik det registreres på skalaen. Det siste tallet er beregnet tellinger pr. minutt.

Bortsett fra de to siste lokalitetene representerer målingene typiske verdier for bergartene på steder hvor overdekningen er liten.

Lokalitet 1	Oslo I	12—14	2700—3700
— 2	Oslo II	25	10000
— 3	Næsnes	25	10000
— 4	Fredrikstad	12—13	2700—3000
— 5	Brevik	10—12	1900—2700
— 6	Grimstad	18	5000
— 7	Egersund	10—12	1900—2700
— 8	Løten	30	15000
— 9	Røros	10	1900
— 10	Kautokeino	9	1700

Tallene viser den totale stråling slik bilens instrumenter registrerer den.

Trekker man fra 8 delstreker på skalaen, eller 1500 tellinger pr. min. (kosmisk stråling og bilens egenstråling) får man følgende verdier for bergartenes egenstråling:

Lokalitet 1	Oslo I	4—7	1200—2200
— 2	Oslo II	17	8500
— 3	Næsnes	17	8500
— 4	Fredrikstad	4—5	1200—1500
— 5	Brevik	2—4	400—1200
— 6	Grimstad	10	3500
— 7	Egersund	2—4	400—1200
— 8	Løten	22	13500
— 9	Røros	2	400
— 10	Kautokeino	1	200

Strålingen fra undergrunnen varierer altså fra 1 til 22 i relativ intensitet; dette tallet blir ennå større når man tar i betraktning at skalaen ikke er lineær, noe som antall tellinger pr. minutt viser i det de varierer fra 200 til 13500.

Ikke i noe område er radioaktiviteten så høy at den kan ha skadelig innflytelse på de personer som bor der. De høyeste utslagene er dessuten fra forholdsvis små lokaliteter.

Libby (1955) angir at den kosmiske stråling ved havflaten er

ca. halvparten av den stråling som befolkningen i et typisk homogent, flattliggende sedimentærområde blir utsatt for fra bergartene (0,8 R pr. år fra bergartene). Vi vet ikke nøyaktig hva utslaget på bilens instrumenter ville bli på de store amerikanske sletter, men utslaget i kalksteiner, sandsteiner og leirskifre ligger på ca. 10 til 12, og representerer således gjennomsnittlig et tillegg til den kosmiske strålings-telleintensiteten på fra 400 til 1200 tellinger pr. minutt. Regner man med et middel på ca. 750 tellinger pr. min. fra bergartene og en kosmisk stråling på ca. 1500 tellinger pr. min., får man en faktor på 4 for å finne bergartenes del av den totale stråling som mennesket utsettes for. Dette under forutsetning av måleresultatene fra bilens instrumenter legges til grunn for beregningene. Hvor meget av den kosmiske stråling som registreres er ukjent, men effekten er her forholdsvis stor, ikke minst fordi det blir brukt Geiger-Müller-rør i telleren.

Tallene fra Fredrikstad, Grimstad, Egersund, Røros og Kautokeino er representative for så store områder at man må regne med at deler av befolkningen er forholdsvis stasjonær innen hvert område.

I et granittområde (lok. Grimstad) vil befolkningen etter dette få ca. 4 ganger så stor radioaktiv dose pr. år fra bergartene som befolkningen i Midt-Vesten i USA.

I Rørostraktene og ved Kautokeino derimot vil befolkningen bare være utsatt for halvparten av den radioaktive stråling sammenliknet med de amerikanske tallene. I Egersundområdet (anortositter) er forholdet noe mer varierende, men som et middel kan aktiviteten sier å være av samme størrelse som den amerikanske. Forholdet mellom de laveste og høyeste radioaktive felter som er målt i Norge innen litt større områder er som 1:8 for strålingen fra bergarter.

Resultatet av målingene av den naturlige bakgrunnsstrålingen fra bergarter på små lokaliteter (men ikke enkeltpunkter) har så store variasjoner som fra 1 til 67 i telleintensiteten, og viser at alle slike tall må tas med den aller største forsiktighet. Tallene betyr lite før man får en uttømmende forklaring på hva som er målt og hvordan målingene er utført. Resultatene viser også at mer eller mindre tilfeldige prøver av bergartene fra et større område analysert radiometrisk i et laboratorium, ikke gir noen representative tall angående den naturlige radioaktive strålingen som befolkningen i vedkommende område blir utsatt for.

Undersøkelsene viser også hvor vanskelig det kan være å finne midlere gehalter av naturlige radioaktive isotoper innen et område

med en komplisert geologisk oppbygning, ikke minst gneiskomplekser.

Å finne et gjennomsnitt for den naturlige bakgrunnsstråling som befolkningen innen et område er utsatt for, er et meget stort arbeid, og kan utelukkende baseres på målinger av den art NGU har gjort, utført som kontinuerlig registrering av radioaktiviteten langs linjer gjennom området. Likevel, om man ser bort fra de høyeste toppene på registreringskurvene, er det klart at den radioaktive stråling som befolkningen er utsatt for fra jordarter og bergarter, er svært forskjellig fra sted til sted i Norge. Dette skyldes først og fremst den lokale geologi, men er også i noen grad avhengig av høyden over havet¹.

Summary.

Measurements of the radioactivity of rocks in Norway.

As part of the program for uranium prospecting the radioactivity has been registered along 20 000 km of roads in Norway. The instrument could measure only the more energetic gamma activity, but a relationship between this and the total radioactivity is assumed.

The radioactivity in ten localities is given as examples, showing a difference of 1 to 67 between the lowest and the highest radioactivity of the rocks in smaller areas. In larger areas a relation of 1 to 8 can be shown.

Another result that has been obtained, is that in a heterogenic geological complex, f. ex. in gneisses, it is impossible to obtain good values for the average content of radioactive isotopes only by setting up instruments in a few points, or by radiometrical analyses of a few samples collected at random in the field.

The conclusion is that all measurements show a great difference in the radioactive doses which the Norwegian population is exposed to, depending on the local geology.

Litteratur.

Operators Handbook for Car Survey Equipment 1181 B. Atomic Energy Research Establishment. Harwell 1954.

Libby, W. F., 1955. Radioactiv Fall-out. Bull. Atom. Scientist 1955. pp. 256.

Siggerud, T., 1955. Uranundersøkelser i Trøndelag. N.G.U. nr. 205. pp. 128.

¹ Etter at dette var skrevet har bearbeidelsen av registreringskurvene for den målte radioaktivitet blitt påbegynt som hovedfagsoppgave ved Fysisk Institutt ved Universitetet i Oslo.

Radioaktiv stråling i anlegg i fjell.

Av
THOR SIGGERUD

Resymé.

I forbindelse med anlegg i fjell har spørsmålet om radioaktiv stråling i slike anlegg kommet opp. Spørsmålet diskuteres ut fra generelle teorier og egen erfaring. Oppmerksomheten søkes henledet på det problemet som radon representerer i uutluftete rom i fjell. Målinger foretatt i fem forskjellige anlegg blir referert, og måleresultatene viser at strålingsnivået holdes godt nede av solid betongutstøpning. I en bedrift i fjell representerer den radiaktive stråling ingen særlige problemer.

Ved anlegg i fjell har geologer i stor grad blitt benyttet som konsulenter. Et spørsmål som er kommet opp i den forbindelse, og som ikke minst arbeiderne også har begynt å stille, er i hvilken grad de blir utsatt for øket radioaktiv stråling ved arbeid i hulrom i fjell. Dette forhold gjelder særlig der hele fabrikker er anlagt under dagen.

I april måned i 1959 foretok forfatteren derfor målinger i flere anlegg i fjell for å bringe på det rene hvilket nivå den radioaktive strålingen lå på sammenliknet med ute i dagen. Målingene var ment som en rent foreløpig undersøkelse, og ble foretatt med en gamma-scintillasjonsteller. Ved disse målingene ble bare en del av strålingene målt, nemlig den hårdeste gammastrålingen, men tidligere erfaring tyder på at det er en god overensstemmelse mellom den stråling som måles med gamma-scintillasjonsteller og den totale stråling som også omfatter bløtere gamma-stråling, alfa- og betapartikler.

Til målingene ble brukt et Precision Radiation Instruments scintillasjonsteller med en natrium-iodid-krystall (taliumaktivert). Krystall $1\frac{1}{2} \times 1\frac{1}{2}$ ". Telleren er uteksperimentert av U.S. Geological Survey (Wilson et) og U.S. Atomic Energy Commission, og produseres av Precision Radiation Instruments Inc. (P.R.I. 1956). Instrumentet er bygget for å måle små variasjoner i meget lave radioaktive felt for å finne uranforekomster hvor man bare har spor av uranmineralisering i overflaten. Instrumentets viserutslag er kalibrert i milli-røntgen pr.

time, og standardkilde medbringes for stadige kontrollmålinger om det virker korrekt.

Den radioaktivitet man måler ute i dagen består av sekundær-aksellerasjon av partikler forårsaket av den kosmiske stråling, instrumentets egen stråling og strålingen fra de omgivende bergarter og andre materialer. Fra bergarter vil man således, foruten uran og thoriums datterprodukter, også registrere den radioaktivt ustabile isotopen K^{40} .

I anlegg i fjell er en stor del av den sekundære kosmiske strålingen bremset av de overliggende bergartsmasser. På grunn av sin konstruksjon er scintillasjonstelleren mindre følsom for det kosmiske bombardement enn Geiger-Müller telleren. Måleresultatene i et fjellanlegg er derfor bedre sammenlignbare med målingene ute i dagen om de er utført med en scintillasjonsteller enn om de var gjort med Geiger-Müller teller.

Den radioaktive strålingen fra bergartene er større når den måles inne i et rom i fjell enn når målingen foretas på en flate av samme bergart ute i dagen. Grunnen til dette er at i hulrom i fjell er telleren omgitt av strålende flater på alle kanter, og det er en direkte proporsjonalitet mellom målerutslaget og hvor stor del av den omskrivende kuleflate (som omgir instrumen) som strålingen kommer fra. Dog spiller avstanden mellom instrumentet og stråleflaten inn som korrijerende faktor. Den energi som absorberes i luften er (i dette tilfellet) meget liten, men de vanlige regler for strålingsintensitetens avhengighet av avstanden gjelder også her.

Alle materialer forårsaker en bremsning av de energier som gammastrålene har, og erfaringen viser at ved utstøpning av tak eller vegger gir 3 cm betong en nedsettelse av den del av gammastrålingen som ville blitt målt i telleren på ca. 50 % (mens den bløtere strålingen blir stanset i enda større grad), 6 cm betong gir ca. 75 % skjerming, 15 cm skjermer 95 % og 25 cm skjermer 99 % av gammastrålingen (Bowie et.). Imidlertid kommer det en del gammastråling fra materialet i betongen, så totalsummen blir litt høyere, men det viser i alle tilfeller i hvilken grad en utstøpning selv i en uranmalm vil nedsette nivået av radioaktivitet i anlegg i fjell.

Konklusjonen av dette er ganske klar. Det er meget lite trolig at man vil nå noe strålingsnivå av betydning i et utstøpt anlegg, hvilket også viste seg å være tilfellet ved de praktiske målinger som blir omtalt nedenfor.

I ikke fullt utstøpte anlegg er også den totale gammastrålingen liten hvis ikke anlegget ligger i bergarter med unormalt høyt innhold av radioaktive elementer. I dette siste tilfelle vil det da nærmest dreie seg om en malm (jfr. Nytorvanlegget i alunskifer med ca. 100—200 gram uran pr. tonn bergart).

En faktor som imidlertid er mer alvorlig er radonen. Radon er et datterprodukt av uran. Den har atomnr. 222, er en lukt- og smakløs edelgass som ikke kan påvises ved kjemiske metoder. Den er tung og synker derfor ned i anlegget. Datterproduktene av radon er radon A (polonium 218 og radon B (214)).

Den ytre gammastrålingen fra disse isotoper representerer heller ikke noe særlig faremoment, da den vanskelig vil nå et slikt nivå.

Imidlertid vil man ved å puste inn radon kunne få utfelt dens datterprodukter, som er faste stoffer, i lungene og disse vil ligge der som kilder for alfa-aktivitet. Tilsvarende fenomen får man også i uutluftete gruberom hvor radonens datterprodukter bindes til støv som avsettes, særlig på gulvet, men også på veggene. Dette støvet hvirvles lett opp, pustes inn og blir også liggende i lungene som alfa-kilder.

Radon kommer fra uranmineraler i bergartene og radon-emanasjonen er i stor grad avhengig av bergartsoverflaten, og er da naturlig stor der det er meget støv og grus. Det viser seg også at meget radon kan komme inn i et rom med grunnvannet, da vann har stor evne til å ta opp og transportere radon. Hvis det skjer en økning i temperaturen vil radonen igjen avgis. Kaldt vann (2—3° C) tar opp dobbelt så meget radon som varmere vann (20° C) (Rogers). Lufttrykket spiller også en stor rolle, ikke minst for radonemanasjonen fra bergarter. Garrigue oppgir radonkonsentrasjon i friluft i fjellet om sommeren til 10^{-14} — 10^{-13} curie pr. liter. Faul skriver at i uutluftede gamle avstengte gruber hvor de mest radioaktive bergarter inneholdt under 0.009 % uranekvivalenter inneholdt luften 5 — $25 \cdot 10^{-9}$ curie pr. liter.

Erfaring viser at i gruber stiger radioaktiviteten meget betydelig umiddelbart etter en sprengning, for å synke ettersom gruberommene ventileres¹.

Til de vanlige bergartene i Norge som inneholder uran hører først og fremst alunskifrene, men også granitter og andre sure bergarter. Basiske bergarter inneholder i alminnelighet forholdsvis lite uran, mens breksjesoner kan sekundært være anriket på uranmineraler. Når

¹ Søve gruber, målt av Bjørlykke, muntlig meddelelse.

det her er tale om anrikninger eller stor urangehalt er det ikke ment virkelige malmer, men uraninnhold av størrelsesorden 10—100 ppm (gram/tonn) uran.

Av det som er nevnt ovenfor om radon er det klart at utluftningen av anlegg i fjell spiller en meget stor rolle, og likeledes hvordan støv og vann blir fjernet. Hvis utluftningen i anlegget er stor, slik at det neppe vil danne seg bunnlommer hvor radon samles, og det heller ikke er noe spesielt vanntilslig som kan avgi radon, vil radonproblemet ikke spille noen nevneverdig rolle. Imidlertid kan vi for øyeblikket vanskelig få gjort undersøkelser over radoninnholdet i luften, idet måleapparatene er stasjonære i vårt laboratorium.

Nedenfor følger en beskrivelse av målinger i forskjellige anlegg i Oslo-området. Disse målinger ble utført i samarbeide med dr. phil. Arne Bugge, geologisk konsulent for anleggene.

Målinger i fjellanlegget under Akershus.

Utenfor inngangsporten på Akershusbryggen varierte radiaktiviteten mellom 0,01 MR/t—0,014 MR/t. Brostenen på kaien (Iddefjordsgranitt) ga 0,02—0,025 MR/t. I krysset mellom inngangen og den nye hallen er hallen 5 m høy med eternitt- og sprøytebetondekke, og målingene viste 0,02 MR/t. Sydover i en utstøpt rombeporfyrr var radioaktiviteten i hele hallen på 0,02 MR/t. I grunnfjell dekket med sprøytebetong går de målte verdiene opp i 0,024 MR/t i tverrslaget fra ny til gammel hall. Sydligst, i enden av den gamle hallen, tilsynelatende i de samme grunnfjellsbergartene, var utslaget 0,012 MR/t. I en gammel kraftig utstøpt hall viste målingene 0,014 MR/t. Nordover i en gammel hall i grunnfjell, antagelig med amfibolbergarter lå verdien på 0,009 MR/t. Ved tverrslaget mot øst, sydligst i en ny hall, 0,014 MR/t. I ikke utstøpte rombeporfyrrer sydligst ved utgang av den gamle hall var utslaget 0,03 MR/t. Ved utgang fra anlegget mot havnebanen syd for jernbanetunnelen 0,01 MR/t. I gneiss østover varierte det mellom 0,01 og 0,016 MR/t. I Munkerommet lå utslagene på mellom 0,01 og 0,018 MR/t. I nødutgangen ga amfibolitt ved støppute et utslag på 0,005 MR/t. Ved port mot Myntgaten i utstøpning 0,016 MR/t, varierende nedover i tunnelen til mellom 0,015 og 0,025 MR/t. En liten pegamittblokk ga utslag opp til 0,05 MR/t. Utstøpning mot nord i en gammel tunnel ga 0,015 MR/t, mens utenfor støpt hvelv lå utslaget

på 0,02 til 0,025 MR/t, enkelte steder oppe i 0,035 MR/t. Utenfor inngangsporten fra Akershusbryggen viste målingene igjen 0,012 MR/t.

Utslagene slik de måles viser altså en variasjon på fra 0,005 MR/t til 0,035 i de ikke utstøpte hallene, avhengig av bergarten. Der hallene var utstøpt med betong var utslaget fra 0,01 til 0,02 med et midlere utslag på 0,014 MR/t, som var typisk for langt de største områdene av anlegget under Akershus. Dette utslaget er omtrent tilsvarende til det registrerte ved inngangen til anlegget (0,012 MR/t).

Målinger på Nytorvet.

Utenfor venstre nedgang, på brosten (Iddefjordsgranitt) var bakgrunnsstrålingen 0,02 MR/t. Ved det første hvelvet i nedgangen var utslaget 0,12 MR/t. Ved bunnen av slepsynken var det blitt 0,25 MR/t. I den første tunnelen, som har utgang mot nord, ble målt 0,2 MR/t. På det utstøpte gulvet og under et hvelv av sprøytebetong men delvis med frie bergflater i veggene ga målingene 0,12 MR/t. Størstedelen av tunnelen har et utslag på 0,15 MR/t. Ved enden av det utstøpte gulvet i den første (østre) tunnel ved nedgangen fra Folkets Hus ble registrert 0,3 MR/t, og 0,2 MR/t inne på det støpte gulv. I den andre (vestre) tunnelen var utslaget igjen 0,2 MR/t.

Det ser ut til å være noe mer stråling i den første tunnel (nærmest torvet) enn i den andre, selv om begge har støpt gulv. Dette kan muligens skyldes at det på gulvet i den tunnelen som ligger nærmest torvet var mer slam og stein slik at man har en geometrisk effekt.

Anlegget på Nytorvet ligger i alunskifer som inneholder mellom 100—200 gram uran pr. tonn bergart. Det radioaktive utslaget er derfor ekstremt stort, ca. 10—20 ganger strålingsnivået i Akershusanlegget. Anlegget er dessuten ikke utstøpt, så noen særlig skjermende effekt fra betongveggen finnes ikke.

Målinger i Abelhauganlegget.

Ved innkjørselen fra Bensinstasjonen til ytre hall var utslaget på 0,012 MR/t, og videre innover i den ytre hallen var det tilsvarende, og det samme ble funnet rundt i den indre hallen, i underetasjen ved trappen og ved utkjørsel fra underetasjen. Ved nedgang fra Victoria terrasse, under betongplater ga målingene 0,013—14 MR/t, og i trapp mot Holmenkollbanen 0,012 MR/t. Nivået lå helt jevnt på 0,012 MR/t i hele den undre hallen.

Instrumentet ble kontrollert og fungerte riktig. Grunnen til det helt jevne nivået er sannsynligvis de ensartede ordoviciske bergartene og den jevne utstøpning. Det er ikke konstatert noen forskjell mellom der det var utstøpning og der det bare var fjell. Man må derfor gå ut fra at det radioaktive nivået både i utstøpningene og i de naturlige bergartene var det samme.

Målinger i anlegget i Maridalsveien.

På asfalten ved kiosken mellom innkjørselene var utslaget på 0,016 MR/t, mens ved fjellsiden til høyre for nedkjørsel var det 0,5 MR/t. Dette henger sikkert sammen med at her er det tett alunskifer. I den utstøpte nedgang ga målingene 0,018 MR/t, og videre innover i gangen som hadde 7—10 cm sprøytebetong var det 0,022 MR/t. I den ytre hallen med Siporexvegger i 1. etasje måltes 0,018 MR/t, og i søndre sving til indre hall 0,019 MR/t. Radioaktivitetsnivået varierte mellom 0,018 og 0,020 MR/t både i den ytre og den indre hallen. I et ikke utstøpt ventilrom for springleranlegg ble registrert 0,02 MR/t, og tilsvarende i trapp i utgangen mot Akerselven. I gang mot Akerselven, på singelgulv, steg utslaget til 0,024 MR/t. Gangen var ikke utstøpt. Dette nivået holdt seg nedover mot porten. Årsaken til dette er sikkert at til singel på gulvet var brukt eruptivbergarter fra Oslofeltet.

I 2. etasje opp trappen lå utslaget på 0,016 MR/t, og i nordenden av et gammelt tilfluktrum i trappen var det 0,02 MR/t. I det gamle tilfluktsrommet var det 0,018—0,025 MR/t. Her var det ikke utstøpt og gulvet besto av de lokale bergartene. I den søndre innkjørselen ved inngang til 2. etasje fra Maridalsveien var veggene ikke utstøpte og her ble utslaget fra 0,025—0,028 MR/t. I påhugg mot syd i sving i 2. etasje hvor veggene var dekket med sprøytebetong ble målt 0,016 MR/t, og på loftet over betonghvelvet er det samme utslag som nede i hallen 0,018—0,20 MR/t. Årsaken til dette må være at på det sted jeg hadde adgang besto berggrunnen av ordoviciske (?) bergarter, mens vi var et stykke fra alunskifrene. Det var brukt en del granittisk materiale, dels som grus og pukk på gulvet, dels sikkert også i betongen. Dette må være årsaken til at strålingsnivået lå noe høyere i dette anlegget enn f. eks. i Abelhauganlegget. Bemerkelsesverdige var måleresultatene ved utgangen hvor utstøpning av alunskiferen dempet ned måleresultatene til 0,02 MR/t.

Målinger i hallen på Raufoss.

Som utgangspunkt ble målt bakgrunnen på parkeringsplass ved kontorbygningen. Grusen var her en oppknuet granittisk bergart, og bakgrunnsstrålingen lå på 0,016 MR/t. Ved innkjørselen til anlegget var strålingen 0,02 MR/t i en natursteinsmur, mens enkelte av blokkene i muren hadde en stråling på 0,03 MR/t. Ved enden av utstøpning i innkjøringstunnelen steg nivået til 0,035 MR/t og av og til opp til 0,04 MR/t, bergarten var en grunnfjellbreksje. Innover i tunnelen veksler utslaget mellom 0,025 og 0,40 MR/t. Det var ingen økning i aktiviteten ved leirsleppene, men en del rustbelegg var noe mer aktivt enn vanlig. Innenfor breksjen sank topputslagene noe, og nivået var på mellom 0,025—0,03 MR/t, i et mindre område gikk det opp i 0,05 MR/t. Ved kant av ny utstøpning sank nivået til 0,02 MR/t.

Inne i hall 7 var nivået på 0,012 MR/t, og ved rundgang i hallen ble hele tiden målt ca. 0,012 MR/t. Det samme strålingsnivå ble også registrert i de andre hallene. I hall 14 som ikke var utstøpt var nivået 0,025 MR/t, altså dobbelt så høyt som i de utstøpte hallene. 100 meter inne i den ikke utstøpte del av nordre tunnel var strålingsnivået 0,035 MR/t. I nedre del av ventilsjakt nr. 3 (pumpehuset) var det 0,35 MR/t, mens i den utstøpte trappen var det igjen bare 0,012 MR/t.

På taket av hall 11 i den østre enden var utslaget 0,02 MR/t. Dette steg litt lengst mot øst (nærmest breksjen). Grunnen til at nivået ikke nådde fullt så høyt som i tunnelen var sikkert at geometrien ble noe annen mellom det støpte hvelvet og den utskutte steinmassen på toppen av hallene. Over hall 12 fikk man det samme måleresultat som over hall 11, variasjonene kunne av og til gå enda litt lavere ned — til 0,015 MR/t. I spisesalen var utslaget ca. 0,010—0,012 MR/t.

Ved måling på parkeringsplassen på det samme stedet som det først ble målt var bakgrunnsstrålingen fremdeles den samme — 0,016 MR/t. Baggrunnsstrålingen hadde altså holdt seg konstant, og man kunne da gå ut fra at instrumentet hadde fungert korrekt hele tiden. Grunnen til den høye bakgrunnsstrålingen var at fyllingen besto av granittisk materiale.

Utslaget i jordmorenen på den andre siden (østsiden) av Raufoss stasjonsby var omkring 0,01 MR/t, altså bare litt lavere enn inne i hallen.

Da hallene er helt tørre og det er meget stor utluftning kan man gå ut fra at radonproblemet ikke eksisterer på Raufoss.

Summary.

Radioactivity in underground storerooms and factories.

Several underground storerooms and factories are built in bedrock, and a general question has been the possible increase in radioactivity in such constructions.

The concrete shielding should keep out most of the radioactivity from the bedrock, but radon could be a problem if the construction is not sufficiently ventilated. Measurements of the gamma radioactivity in 5 different underground constructions have been done, and the results are in accordance with the theoretical considerations, showing that in underground constructions in bedrock the radioactivity represents no problem.

Litteratur.

- Bowie, S. H. D., Hale, F. H., Ostle, D. and Beer, K. E.*, 1954. Radiometric surveying with a carborne counter. Bull. Geol. Survey of Great Britain. No. 10, p. 1.
- Faul, H.*, 1954. Rare gases and fissions in nature. Nuclear Geology. New York.
- Garrigue, H.*, 1950. Sur la radioactivité naturelle de l'atmosphère. Compt. rend. 23, p. 1272.
- 1951. Recherches sur la radioactivité de l'air libre. Compt. rend. 232, p. 722.
- Precision Radiation Instruments, 1956. Scintillator, operation and maintenance manual. Los Angeles.
- Rogers, N. N.*, 1954. Unpublished theses quoted by H. Faul in Nuclear Geology, p. 140. New York.
- Wilson, E. E., Rhoden, V. C., Vaughn, W. W. and Faul, H.*, 1953. Portable scintillation counters for geological use. Trace elements investigation report, 403. U.S. Geol. Survey.

Noen kvartærgeologiske iakttagelser i Lakselvdalen, Finnmark.

Av

HARALD SKÅLVOLL

Med 1 kart.

Sommeren 1957 assisterte jeg D. Crowder ved kartlegningen av de prekambriske bergarter i Lakselvdalen (Crowder, 1958). Samtidig undersøkte jeg de kvartærgeologiske forhold samme sted.

Til den kvartærgeologiske kartlegning ble benyttet gradteigs-kartene (1 : 100 000) over Børselv, Stabbursdalen og Skoganvarre. De oppgitte terrassehøyder i teksten er målt med aneroidbarometer.

Isens bevegelsesretning.

Det er meget som tyder på at hele området var dekket av ismasse under istiden. Skuringsstriper er iaktatt på høyden (270 m) nord for Gaggavatn, og flyttblokker forekommer på de høyeste fjelltopper. Skuringsstripene viser at isens bevegelsesretning var nordlig og det samme viser flyttblokkene. Disse består av bergarter som forekommer i fast fjell syd for området.

De løse avsetninger.

Som det sees av kartet (fig. 1) er ca. 50 % av fjellgrunnen innen området dekket av løsmasser. Disse er delt inn i tre grupper, moreneavsetninger, marine avsetninger og glasifluviale avsetninger.

Moreneavsetninger.

Bunnmorene. To større områder er helt dekket av bunnmorene. Det ene er begrenset av N-enden av Russevatn, Gagga-Gaissa i syd og Nesvatn i nord; det andre ligger på begge sider av Øvre- og Nedrevatn.

Bunnmorenedekket er tynt. Mektigheten varierer litt, men blir sjelden mer enn 50 cm, bortsett fra noen forsenkninger, hvor den kan



bli opp til 2 m. Oppå selve bunnmorenedekket er det ofte store kant-rundede blokker av bergarter som er fremmede for stedet. Morenedekket består ellers av steinet morenegrus med litt mo og mjele, og dets steinmateriale, bortsett fra overflatelaget, er stedeget.

Dødismorene. Ved Skoganvarre er morenen hauget med rikt blokk- og steininnhold. Dette blir også nevnt av Reusch (1904). Svære morenehauger og rygger som rager opp til 20—40 m over det om-liggende terreng, ligger i alle mulige retninger. Lengden av ryggene varierer fra 50—100 m. Snitt i to rygger viser at materialet er usortert og rikt på blokker og steiner av fremmede bergarter.

Det finnes også grytehull mellom haugene. Endemorener eller sidemorener ble ikke observert under kartlegningen.

Marine avsetninger.

Mektige marine avsetninger finnes særlig langs Lakselva, men også langs Brennелva og ved utløpet av Časkeljokka. Det er her terrasser som ligger i varierende høyder (5—50 m) over elvenivåene i dag. I terrassene er materialet sortert. Nedenfor oppsummeres noen terrasse-trinn ved Časkeljokka, Brennелva og Lakselva.

Ved Časkeljokka rett øst for riksveien er det en stor terrasse med toppflate 70 m over havet. Terrasseflatens utstrekning i N-S-retningen er ca. 1 km og i Ø-V-retningen, ca. 500 m. Den heller fra fjellet i øst mot ytterkant i vest hvorfra terrassesiden skråner bratt mot Časkeljokka. Brattsiden er dekket av nedraste store rundete steiner. Materialet ellers i terrassen er lagdelt sand og grus.

På samme sted er det i 30 m nivået en lavere terrasseflate. Topp-laget består av kuppelstein, for øvrig er materialet lagdelt sand og grus.

Fra der Časkeljokka krysser riksveien og 500 m vestover er det også utviklet en terrasseflate i 20 m nivået. Materialet i denne terrassen er lagdelt mo og sand.

Til samme nivået er det også bygd opp terrasser både ved Brennелv og Lakselv. På terrassen ved Brennелv er det en større myr. Torvdybden ble målt til 2 m. Under myrdekket er det leirblandet mjele.

Langs Lakselv finnes det videre markerte terrasseflater i høyden fra 10—70 m over havet; på 10 meters flaten ligger Banak flyplass.

Snitt i terrassen ved Banak, dype elveskjæringer i terrassene ved Lakselv gjestgiveri og vest for Porsvatnan viser at materialet består av lagdelt mo og sand med enkelte tynne gruslag. Dette materiale går

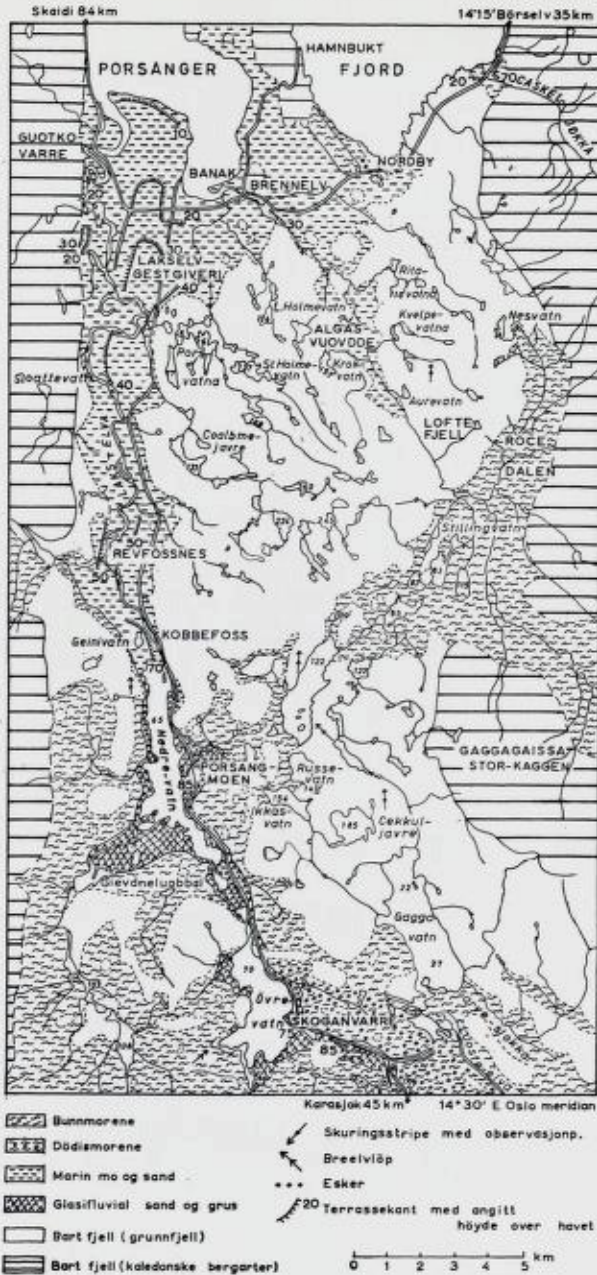


Fig. 1. Kvartærgeologisk kart over Lakselvdalen, Finnmark.
 Map showing the quaternary geology of Lakselvdalen, Finnmark.

helt til topps i terrassene i den nordlige delen av dalen, mens en større terrasse ved Revfossnes (50 m o.h.) har kuppelstein på toppen.

I terrassen (70 m o.h.) ved nordenden av Nedrevatn er det flere grytehull, i et av de største ligger Geinivatn.

Disse terrasser er åpenbart merker etter tidligere havnivåer. Terrasseflaten ved Časkeljokka i 70 m nivået angir den marine grense (muntlig meddelelse fra lektor Marthinussen), mens terrassene ved Lakselv er så lave i forhold til den ved Časkeljokka at de må være yngre dannelser.

Breelavsetninger.

Som det sees av kartet er det breelavsetninger på begge sider av Nedre- og Øvrevatn.

I 75 og 85 m nivået er det vel utviklede terrasseflater. På 75 m flaten ligger Skoganvarre fjellstue og på 85 m flaten Porsangmoen. I 85 m flaten syd for Skoganvarre fjellstue er det dessuten flere grytehull. Materialet i terrassene er lagdelt sand og grus.

Disse øvre terrasser må ansees avsatt som randavsetninger langs en dødbre som lå i Nedre- og Øvrevatn.

Eskers.

Ved Nordby er en ca. 300 m lang esker med retning NNV. Et grustak i eskeren ved riksveien viser skråskiktning med vekslende lag av grus og sand med mindre lag av rullestein. Oppå eskeren ligger det store moreneblokker som skulle tyde på at eskeren er dannet subglasialt. En annen esker ligger syd for Porsangmoen. Den er ca. 300 m lang og har retning SV. I ryggen og langs sidene er det rullestein.

Isavsmeltingen.

Da endemorener mangler i området, tyder dette på at det ikke har vært brefremstøt etter at avsmeltingen var kommet så langt som til det indre av Porsangerfjorden. Dødisen ved Skoganvarre, flere eskers og grytehull i de øvre terrasser tyder på at iallfall større partier av isen var død i avsmeltingstidens siste avsnitt.

Summary.

Some observations of quaternary deposits in Lakselvdalen, Finnmark.

Summary: Glacial striae and erratics show that the ice has moved from south to north. Ground moraine, dead ice moraine, marine and glacial-fluvial deposits occur. Terraces are formed in the marine deposits at 5 to 70 m above sea level. In the glacial fluvial deposits two terraces are found, 75 and 85 meter above sea level. The occurrence of dead ice moraine and several kettle holes in the highest terraces show that the ice was "dead" when it melted away from this area.

Litteratur.

- Crowder, D.*, 1958. The Precambrian Schists and Gneisses of Lakselv Valley. N.G.U. nr. 205, p. 17—40.
- Reusch, H.*, 1904. Fra en reise i det indre Finnmarken. N.G.U. nr. 36, p. 32—35.

The pegmatite dyke at Rømteland.

*A description of the minerals and a discussion of the mineral paragenesis, especially within the system
(Fe, Mn)O-TiO₂-Y₂O₃-(Nb, Ta)₂O₅-SiO₂*

By

THOR L. SVERDRUP

Contents

Introduction	125	Magnetite	161
Acknowledgement	125	Malacon	162
Description of the area	127	Molybdenite	162
Age determinations	128	Muscovite	163
History	129	Orangite	163
Description of the pegmatite	130	Palygorskite	164
Temperature of formation of the pegmatite	134	Plagioclase	164
Magmatic origin; supporting observations	142	Pyrite	166
Description of the minerals	143	Quartz	166
Microcline	143	Samarskite	167
Allanite	147	Spessartite	168
Alvite	153	Sphene	169
Apatite	156	Anatas	169
Bastnäsite	156	Tengerite	170
Beryl	157	Thorite	170
Biotite	157	Uraninite	170
Calcite	158	Clarkeite	171
Chalcopyrite	158	Fluormarierite	171
Malachite	158	Kassolite	171
Chlorite (Daphnite)	158	α -uranophane	171
Columbite	158	Zircon	171
Epidote	159	Mineral paragenesis at Rømteland	173
Euxenite	159	The two adjacent four component system with the oxides: (Fe, Mn)O-Y ₂ O ₃ -(Nb, Ta) ₂ O ₅ -TiO ₂	
Fluorite	160	SiO ₂	181
Hematite	160	Sammendrag	191
Hornblende	161	References	195
Ilmenite	161		

Introduction.

The pegmatite described is located at Rømteland, about 7 km W of Vigeland, Vest-Agder county, southern Norway.

Field investigations were made in the summers of 1955 and 1956, and the laboratory work was done under the direction of Professor Dr. Tom F. W. Barth and Dr. H. Neumann.

The pegmatite is surrounded by a hornblende bearing quartz monzonite which Barth (1945) has called farsundite.

Major (1939) believes the quartz monzonite to be a magmatic rock which during its emplacement has torn loose pieces of the surrounding gneiss and partly assimilated these. Barth (1956) expresses the opinion that the quartz monzonite is a high temperature, recrystallized diapir granite. The pegmatite at Rømteland has previously been described by Barth (1928, p. 424, 1931, p. 146), Major (1939), and Barth (1956).

Barth (1928) says that the pegmatite at Rømteland is bounded on the east by a small band of amphibolite. Amphibolite occurs in the pegmatite, but I have never observed it at the east.

The pegmatite has been subjected to a mineralogic-petrographic investigation based on field observations, chemical, X-ray, and microscopic studies, from which I have tried to form an opinion concerning the formation of the pegmatite and the mineral paragenesis.

Acknowledgements.

I would like to thank the University of Oslo for financial assistance. In 1955 for Broch's Legat and in 1956 for Lektor Halvdan Bjørnum's Legat for pegmatite studies in the Lindesnes area. For the help that I have received from Professor Tom F. W. Barth and Dr. H. Neumann during these investigations I would like to express my

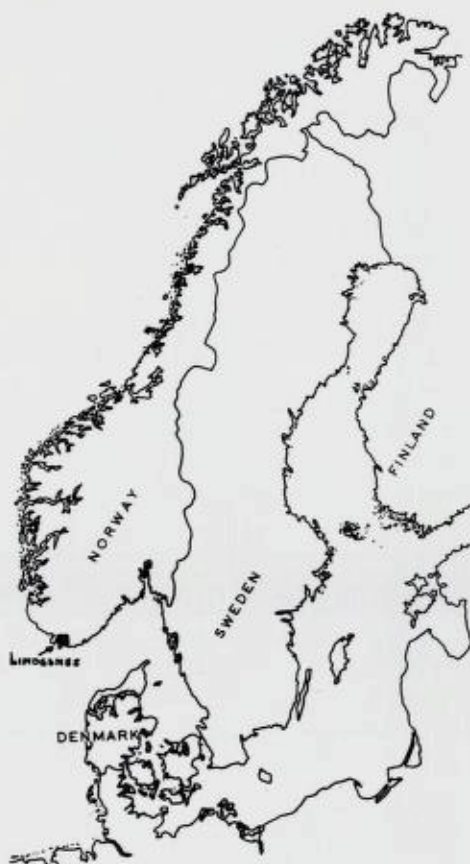


Fig. 1. Map showing the situation of the mapped Lindesnes area.

Kart som viser det kartlagte området ved Lindesnes.

most sincere thanks. I would also like to thank Director H. Bjørlykke and Dr. P. H. Reitan for many interesting discussions on various problems and Reitan for help in the translation of the original Norwegian manuscript to English. The chemical analyses were done by B. Bruun and E. Padget at the Chemical Laboratory of Norges geologiske undersøkelse. For these I would like to express my appreciation. All of the photographs were taken by B. Mauritz, and most of the drafting was done by I. Lowzow, both of the Geologisk Museum.

Description of the area.

The farsundite, according to Major (1939), and my own investigations, contains the following minerals. Essential minerals: quartz, microcline (the triclinicity of which diminishes towards the westnorthwest, the maximum triclinicity according to the X-ray patterns of (131) ($\bar{1}\bar{3}1$) being at Rømteland measured as 0.9875 while at Osestad, 2 km north of Rømteland, it was measured as only 0.4750 (Goldsmith and Laves, 1954), plagioclase (An_{29-27}), hornblende, and biotite. Accessory minerals: muscovite, myrmekite (microcline and quartz; myrmekite being of infrequent occurrence in the farsundite (Major, 1939)), sphene, zircon, apatite, magnetite, ilmenite, and pyrite.

Close to the pegmatite thin section examination has revealed the presence of epidote, much sericite in plagioclase, and albite in zones around the plagioclase and in cracks in it.

Approximately 1.5 km east of Rømteland occurs the boundary between the farsundite and the gneiss. The contact here is sharp, the farsundite being ordinarily coarse-grained and massive completely to the contact. 4 km southwest of Rømteland one can also see the contact between the gneiss and the farsundite. Here also the farsundite is massive and coarsely crystalline completely to the contact (see map, p. 128).

The planar structure of the gneiss is generally parallel to the boundary with the farsundite and also, almost always, parallel with the coast-line (see map).

Between Gjeideland and Lone, southeast of Rømteland, and at Grønsfjord, southwest of Rømteland, the gneiss has more variable strike and appears more granitic. Thin sections made from samples taken from these two granitic areas are extremely microcline rich, and accordingly poor in plagioclase (analyses of the alkali feldspars from these areas have been made for temperature determinations, see Table No. III, p. 136 and 137).

These two areas of gneiss appear to be very closely related and are assumed to be the same. They are now, however, separated by the farsundite, which itself, approximately 3 km south of Rømteland, takes on a gneissic structure. The transition between the massive farsundite and the gneissic farsundite is completely smooth. The primary difference between the gneissic farsundite and the two gneiss areas is that the farsundite has much more plagioclase. It is also more coarsely crystalline.

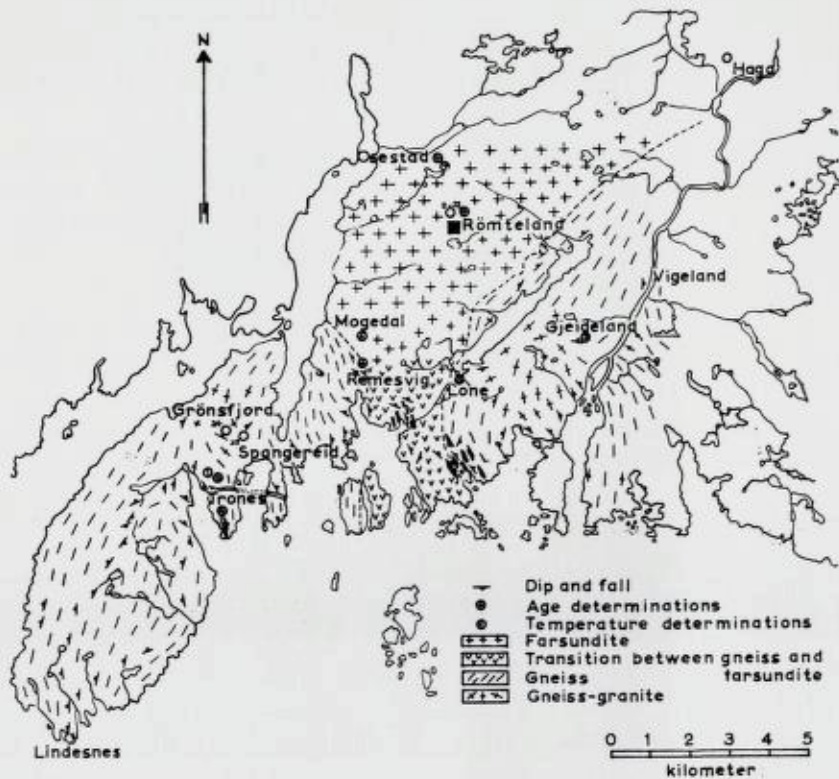


Fig. 2. Geological map of the Vigeland—Lindenes area.
Geologisk oversiktskart over Vigeland—Lindenes-området.

Age determinations.

Age determinations have been made of the following four rocks by the K-A method, using alkali feldspar and biotite.

Table I.

1. Gneiss, SE of Rømteland near Spangereid	587 mill. years (feldspar)
2. Gneissic farsundite, S of Rømteland, Remesvig	759 mill. years (biotite)
3. Farsundite at Osestad, N of Rømteland	560 mill. years (feldspar)
4. Pegmatite at Rømteland	483 mill. years (feldspar)

The determinations were made by director Prof. Dr. W. Gentner, Physikalisches Institut der Universität, Freiburg.

Because of argons fugitivity these figures are probably too low.

Uraninite, euxenite, and thorite from the pegmatite at Rømteland have been used by Kulp and Eckelman (1957) in order to determine the age of the pegmatite. The ages are determined on the basis of the isotope ratios Pb 206/U238, Pb 207/U235, Pb 207/Pb 206, and Pb 208/Th 232. The following ages have been determined for minerals from Rømteland:

Table II.

Uraninite	920 ± 20 mill. years
Euxenite	910 ± 20 mill. years
Thorite	830 ± 25 mill. years

Kulp and Eckelman (1957) say that the most exact age is obtained by the isotope ratio Pb 207/Pb 206. In spite of the probable lesser degree of accuracy of the K-A ages, it is possible that they give the approximate age relation between the different rocks, but if one has local differences in the movement (tectonic e. g.) after mineral formation, one must expect a variation in the degree to which argon will have escaped from the minerals at various places.

We know, further that biotite holds argon better than feldspar, (Wasserburg, Hayden, and Jensen, 1956). It is therefore difficult to say anything definite about the ages given above. It appears, however, that the farsundite and the gneissic farsundite are younger than the gneiss. This agrees with the opinion expressed by Barth (1945, 1956) and Major (1939).

History.

The present owner of the pegmatite, A. Tverstøl, Lyngdal, has given me the following data concerning the history of the pegmatite. In the period between 1916—1922 the pegmatite was operated by Gustav Lundevoll, Vennesla. He drove a horizontal drift into the pegmatite towards the east (see the perspective drawing of Rømteland). The feldspar is said to have been of a high quality, but the quantity which was shipped was not over 500 tons. He ceased operations in 1922, and thereafter the pegmatite was not operated until 1930. Then Johannes Torjesen, Sør-Audnedal, began operating. It is believed that between 1930 and 1940 he also took out about 500 tons of feldspar. Between 1940 and 1953 the pegmatite was not operated. In 1953 the property was purchased by A. Tverstøl. He began operations at once,

also building the first road to the mine. Before the end of the year he had taken out 150 tons of feldspar. During 1954 and 1955 there were approximately 800 tons of feldspar and 700 tons of quartz produced. Operations again ceased at the beginning of 1956, at this time because of sickness. The total amount of feldspar which has been produced from the pegmatite at Rømteland is about 1950 tons, and the total amount of quartz at least 700 tons. The descent to the present workings is made through an incline shaft which lies 52 m north of the southernmost exposure of the pegmatite at the surface. When operations ceased in 1956, the workings had reached a depth of approximately 13.5 m below the surface. Five m below the opening of the incline shaft, there is a little cross drift towards the east in which in the hanging wall there can be seen a zone of strong mineralization.

Description of the pegmatite.

The mineralogy of the pegmatite, which will be discussed in detail later, is very much like that of the farsundite, except that among the essential minerals hornblende and biotite exchange position in abundance. In the farsundite the hornblende is often surrounded by biotite, but in the pegmatite one finds almost only biotite.

The contact between the farsundite and the pegmatite is almost always gradational, but occasionally veins extend out from the pegmatite and these have sharp boundaries against the farsundite. These can be clearly seen as coarsely crystalline veins. The breadth of the veins diminishes with distance from the pegmatite until they finally disappear completely. At the surface the pegmatite can be seen in a cliff which strikes N 385°, and dips approximately 85° towards the west. This cliff in the farsundite and pegmatite is approximately 15 m high and several hundred meters long (see the perspective drawing p. 132). The pegmatite can be seen to outcrop for ca. 68 m in its total exposure. The exposure of the pegmatite increases towards the north (see the perspective drawing). The inclined shaft is therefore at the north end of the pegmatite.

The transition between the farsundite and the pegmatite is completely gradational. This can be seen not only microscopically but also by the study of thin sections. Specifically, the following changes can be noted. The grain-size of the various minerals increases gradually towards the pegmatite from an average of ca. 8 mm for quartz and feldspar in the farsundite. Myrmekite which is evenly distributed in

the farsundite (Major, 1939), also occurs near the pegmatite, and towards the pegmatite the myrmikite becomes coarser until one reaches the graphic granite zone in the pegmatite, where one has a macroscopic intergrowth of quartz and microcline. The amount of hornblende decreases gradually as one approaches the pegmatite. In the pegmatite I have found hornblende only once, but then in a crystal 10 cm long. Corresponding with the decreases in hornblende one has an increase in the amount of biotite which also increases in grain-size towards the pegmatite. Further, it appears that the pegmatite lies along a zone of weakness in the farsundite but whether or not this zone of weakness existed before the pegmatite was formed is impossible to say. It is certain that there has been tectonic movement in the area after the pegmatite was formed, as the minerals show considerable granulation and have undulatory extinction in thin section. The same is seen to be the case in the farsundite near the pegmatite which in addition shows bending of the biotite grains.

Major (1939) believes that the biotite has been formed later than the hornblende. This seems also to me to be the case, as biotite in thin section surrounds hornblende. The biotite, however, must have been formed as an alteration of hornblende before the tectonization occurred. The tectonization was clearly strongest along the contact between the pegmatite and the farsundite and decreased in intensity away from the contact.

Approximately 16 m north of the incline shaft pegmatite disappears under cover, and north of this point it has been impossible to find it again. It is possible that the pegmatite continues in the same direction, i. e., N 385°, or that its continuation continues towards the west in the direction N 340°, i. e. below the boggy area (see the perspective drawing). It appears to me that the latter is the more likely possibility, while the pegmatite body gradually plunges deeper. Towards the north one can see that the contact between the farsundite and the pegmatite becomes more westerly than the direction of the cliff in the farsundite. It can also be seen that the zones in the pegmatite become lower and lower the further north one comes. The measurements which have been made, revealed that the pegmatite strikes ca. N 360° and dips ca. 45° E, although the dip is variable. It therefore appears that the pegmatite occurs as an elongate body rather than as a vein.

The pegmatite has a well developed zonal structure, but the thick-



Fig. 3. Perspective drawing, Rømteland. The pegmatite is in the farsundite cliff to the right of the house. Drawn by I. Lowzow.

Perspektivtegning, Rømteland. Pegmatitten er innsirklet og ligger i farsundittveggen til høyre for huset. Tegnet av I. Lowzow.

ness of the zones varies from place to place. Nearest the farsundite there invariably occurs a zone of graphic granite. The mineralogical composition of the graphic granite zone is given in Table No. VIII, p. 174 and 175. The minerals in this zone are intensely granulated and in thin section show undulating extinction. From a zone of graphic granite one has a completely gradual transition to the strongly mineralized zone of the pegmatite, in which the graphic intergrown disappears and quartz and microcline occur separately. From the zone of mineralization can be followed veins which transect the zone of graphic granite and extend into the farsundite. The minerals in these are the same as those in the farsundite, but are much coarser. The mineralogical composition of the zone of mineralization is given in Table No. VIII, p. 174 and 175. The transition to the next zone in the pegmatite, the quartz-feldspar zone, is complete gradual. The transition is one of a gradual increase in the grain-size of quartz and feldspar with simultaneous disappearance of many of the other minerals. Quartz,

microcline, and plagioclas are the most important minerals in this zone (see further Table No. VIII, p. 174 and 175).

It is impossible to say anything about the thickness of the quartz-feldspar zone, but the smallest distance between the mineralized zone and the quartz zone inside the quartz-feldspar zone is about 8 m.

Inwards microcline and plagioclase disappear leaving only quartz — i. e., a quartz zone. As this zone has been seen only in the deepest part of the mine it is impossible to determine its thickness.

Amphibolite masses occur both inside and outside of the pegmatite. Whether these are parts of a continuous amphibolite layer only exposed at places or are isolated, unassimilated masses is impossible to say.

Around amphibolite masses in the pegmatite there always occurs a zone of mineralization and the mineralization is the same regardless of the zone(s) in which the masses occur. The amphibolite masses outside of the pegmatite are, however, not surrounded by a mineralized zone; the only contact affects are that hornblende is transformed to biotite and the plagioclase becomes more acidic as is also the case within the pegmatite. The mineralized zones around amphibolite may, according to Fersmans nomenclature (1931), be called contact pegmatite.

The contact reactions have resulted in partial assimilation of the amphibolite by the pegmatite, yielding a Ca-rich area. The Ca-minerals, other than plagioclase, are allianite, sphene, apatite, and fluorite. Other minerals in these zones can be seen from Table No. VIII, p. 174 and 175. The thickness of the mineralized zones around amphibolite can be up to 1 m; the transition to the normal pegmatite is gradual and to the amphibolite sharp. The grain size within these zones increases from the amphibolite to the normal pegmatite.

A dike crosses the pegmatite. It strikes ca. 300° and dips ca. 80° S. It is rich in microcline and quartz, for other minerals see Table No. VIII, p. 174 and 175. Across the dike there is a crack filled by palygorskite and quartz.

Druses can be seen in the pegmatite. Quartz grown together with hematite, chlorite, calcite, and a montmorillonite-like clay mineral have been identified from these.

Temperature of formation of the pegmatite.

Field observations, macroscopic and microscopic studies, and chemical and X-ray analyses have been made in order to clarify the mode of genesis of the pegmatite.

In order to determine the temperatures of formation of the rocks according to Barth's (1956) feldspar thermometer the composition of plagioclase has been determined optically and that of microcline chemically. The resulting temperature determinations are recorded in Table No. III, p. 136 and 137. Thin sections have revealed that sericitization and albitization have occurred (see fig. 4).

Studies of profiles of samples have yielded the following observations. 1. Albitization increases towards the pegmatite. 2. Sericitization of the plagioclase increases towards the pegmatite but the outer albite rims remain unaffected. 3. Alkali feldspars are always fresh and the perthite is believed to have formed from an originally homogenous, high temperature feldspar (see p. 144). 4. Biotite was formed at the expense of hornblende before tectonization (see p. 157). 5. Albitization occurred after tectonization; it is found in and along fractures.

The following changes in the feldspars have been observed in the pegmatite. 1. Tectonization decreases inwards. 2. The albite zone around plagioclase diminishes inwards. 3. Plagioclase is very little sericitized away from the boundary of the pegmatite. 4. The alkali feldspar is always fresh and the perthite is believed to have been formed from an originally homogeneous, high temperature feldspar.

These changes may affect the accuracy of the temperatures determined by the two-feldspar thermometer. Barth (1956) gives the formula

$$\frac{\text{Mol fraction of the ab in alkali feldspar}}{\text{Mol fraction of ab in plagioclase}} = k_{(TP)};$$

an increase of k means higher temperature.

At Rømteland the sericitization of the plagioclase in the farsundite increases towards the pegmatite; the same is the case for albite along fracture zones; alkali feldspar is always fresh. These observations may indicate any of the following possibilities. 1. Na introduced from outside of the system was deposited as albite around plagioclase (and in cracks) and possibly reacted with the plagioclase such that it became more acidic. 2. Because the plagioclase is sericitized the Na necessary



Fig. 4. Strongly sericitized plagioclase at the contact with the pegmatite. The plagioclase is surrounded by a rim of fresh albite. The albite occurs also in cracks. Fresh microcline.

Foto av sterkt serisittisert plagioclas fra kontakten farsunditt—pegmatitt. Frisk albitt has rundt og i sprekker i plagioklasen. Frisk mikroclin.

to form albite may have been derived from the plagioclase locally. This may be the result of introduction of K. 3. The alkali feldspar may originally have been more acidic than at present. Tectonization (at ca. 460°) stimulated reaction such that Na was driven out of the alkali feldspar (a more K-rich feldspar being stable at 460°) and was deposited as albite around plagioclase. 4. Introduction of K may have caused the sericitization; introduction of Na may have accompanied tectonization.

If the first is correct the Na-content of the plagioclase has become greater than it was originally, yielding a temperature lower than that at which the rock formed. In this case only samples 7, 10, and 20 give an approximately correct temperature (i. e. $> 630^{\circ}$, see Table No. III p. 136 and 137). This alone does not, however, account also for the

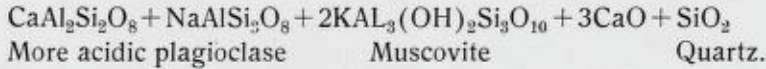
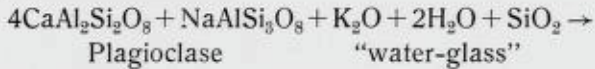
Table III.
Survey of temperatures determined from the gneiss, farsundite, and pegmatite.

Samples: rock type, location, and other comments	Max Optical data			Analyses for alkalis in alkali feldspars			Results of calculation			
	Extinction in the zone — (010)	Optic sign	An % in plagioclase	Na ₂ O	K ₂ O	Analyst	Mol % Ab in alk.f.	Mol. Ab. in alk.f.		Temp. of formation
								K	Mol. Ab. in plag.	
1. Gneiss at Spangereid (for age determination)	13°	—	30	2.28	9.56	B. Bruun	27.40	0.3916	650°*	
2. Gneiss at Gjeiteland, between Snig and Tarvannet	15°	—	33	3.71	10.77	T. Sverdrup	34.36	0.4700	725°	
3. Gneiss at Lone, near Tarvannet. Sample no. 142	7°—8°	—	26	1.28	14.56	B. Bruun	11.80	0.1594	430°	
4. Pegmatite on Trone peninsula. South of the farsundite. Sample no. 134	11°	—	28	3.00	12.00	—	28.00	0.3839	645°	
5. Pegmatite at Hags, north of Vigeland	4°	—	18	2.96	12.56	—	26.08	0.3190	585°	
6. Farsundite at Remesvig-Mogedal, south of Rømteland. Sample no. 130	11°	—	28	2.920	11.78	—	27.20	0.3778	635°	
7. Farsundite at Osestad, north of Rømteland. Sample no. 143	10°	—	27—28	3.07	11.64	T. Sverdrup	28.56	0.3939	655°	
8. Schistose farsundite at the tarn ca. 200 m north of Rømteland	10°	—	27—28	3.08	10.82	B. Bruun	29.70	0.4068	660°	
9. Farsundite in the gap, ca. 150 m north of Rømteland	10°	—	27—28	2.92	11.38	T. Sverdrup	28.60	0.3950	655°	
10. Farsundite ca. 100 m east of Rømteland. Sample no. 1—1956	8°	—	26	3.12	12.00	B. Bruun	28.02	0.3784	635°—640°	

11. Farsundite ca. 75 m east of Rømtelæand. Sample no. 2—1956	13°	-	30	2.70	12.00	—	25.60	0.3660	625°
12. Farsundite ca. 50 m east of Rømtelæand. Sample no. 3—1956	10°	-	27—28	3.82	9.26	—	38.40	0.5260	780°*
13. Farsundite ca. 10 m east of Rømtelæand. Sample no. 4—1956	11°	-	29	2.42	12.00	—	23.44	0.330	600°
14. From the contact between farsundite and pegmatite' Rømtelæand	15°	-	33	2.34	13.47	T. Sverdrup	20.02	0.2988	575°
15. Graphic granite zone, Rømtelæand	10°	-	27—28	2.42	12.83	—	21.62	0.3028	580°
16. Mineralized zone, Rømtelæand (outer part)	9°	-	26—27	2.91	12.77	—	25.79	0.3533	615°
17. Mineralized zone, Rømtelæand (inner part)	9°	-	26—27	2.85	12.83	—	25.37	0.3475	610°
18. Quartz-feldspar zone, Rømtelæand (outer part)	6°	-	25	3.13	12.77	E. Padget	27.07	0.3609	620°
19. Quartz-feldspar zone, Rømtelæand (inner part)	6°	-	25	3.00	12.85	—	26.11	0.3480	610°
20. Quartz-feldspar zone, Rømtelæand (Analyzed for A Tverstøl)	-	-	25	3.23	12.68	Statens råstofflaboratorium	27.79	0.3705	630°
21. Younger, cross-cutting dike, Rømtelæand	**)	+	<5	1.83	13.92	E. Padget	16.64	0.1752	450°—460°
22. Gneissic farsundite, ca. 30 m west of the pegmatite at Rømtelæand	9°	-	56—27	2.45	13.18	T. Sverdrup	22.02	0.3030	580°
23. Farsundite from Lista (received from Barth)	-	-	-	-	-	-	-	-	540°—550°
24. Gneiss granite between Spangereid and Grønsfjord. Sample no. 124	8°	-	26	2.30	13.28	—	20.50	0.2770	550°
25. Gneiss granite between Spangereid and Grønsfjord. Sample no. 125	12°	-	29	2.30	13.60	B. Bruun	20.40	0.2873	565°

* No. 1 and 12 in the table consisted of impure material. These analyses are not used later.
 ** An % determined by index of refraction (see albite in table 000).

the pegmatite and the sericitization of plagioclase. See points 1 and 4, p. 139.



The same solutions which have moved into the farsundite from the pegmatite have also moved into the amphibolite masses. In these masses the following alterations have taken place. 1. The acidity of plagioclase increases from the middle of the mass from $\approx 40\%$ An to $\approx 25\%$ An in the pegmatite. 2. Plagioclase $\approx 25\%$ An when microcline is seen in thin sections and remains $\approx 25\%$ further. 3. The plagioclase becomes more and more cracked upon approaching the pegmatite. 4. The plagioclase becomes more and more sericitized towards the pegmatite; in the pegmatite it is fresh. 5. The albite zones increase towards the pegmatite. 6. In the amphibolite hornblende is replaced by biotite and epidote towards the pegmatite (see Fig. 5). 7. The amount of quartz increases towards the pegmatite.

Alterations in the farsundite must have taken place before the tectonization and formation of albite along all fracture zones occurred. Plagioclase is strongly altered while albite is fresh. Microcline is also fresh in contact with plagioclase. The An % of the plagioclase is, however, quite constant in this area. This is natural in that equilibrium between the two feldspars must be maintained. With decreasing temperature equilibrium may be maintained by introduction of K to the plagioclase (see point 2, p. 134 and 135). Therefore, formation of sericite will occur. The alteration yields a more acidic plagioclase and equilibrium at a lower temperature than the original temperature of formation of the feldspars. In other words, if the plagioclase originally became more basic towards the pegmatite — i. e., the temperature was originally higher closer to the pegmatite — the plagioclase closest to the pegmatite must suffer the greatest alteration, this diminishing with distance from the pegmatite, when the temperature became stabilized at e. g. 500° . The presence of "water glass" can explain the reactions with here must have taken place (see also point 2, p. 134, and equation II, p. 138).

After the introduction of K from the pegmatite has occurred and



Fig. 5. Photo showing hornblende replaced by epidote and biotite.
Foto som viser biotitt og epidot dannet på bekostning av hornblende.

stabilized the area at lower temperature (more acidic plagioclase — lower temperature; see Barth, 1956), tectonization of the area has occurred followed by albitization.

The temperature of the young, cross-cutting dike was found to be 450° — 460° , and its formation must be associated with the tectonization which, therefore, is assumed to have taken place at that temperature. By using the Na content of the pure albite found in zones around plagioclase in the tectonized zones in relation to the fresh microcline with which it is in contact, the temperature 475° is obtained.

However, both sericitization and albitization will result in determined temperatures much lower than the primary temperature of formation. Only temperatures $> 630^{\circ}$, i. e. those at some distance out in the farsundite and centrally in the pegmatite where secondary processes have been minimal, may be assumed to correspond with the temperatures at which the rocks formed. The temperatures determined are shown graphically in Fig. 7 while the probable original temperature curve is shown in Fig. 6.

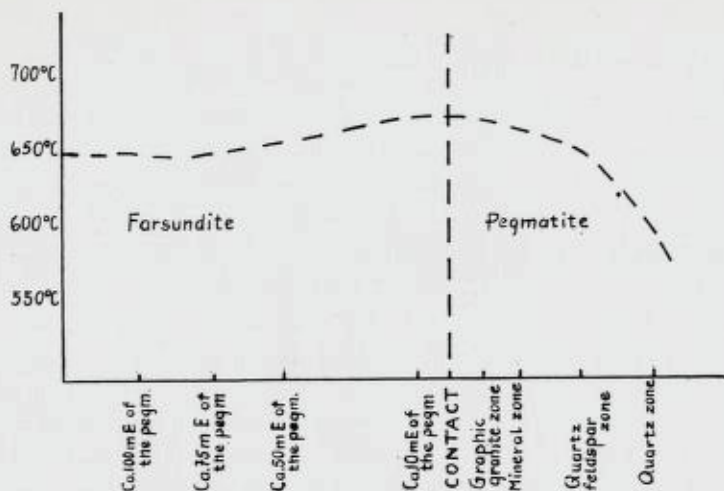


Fig. 6. Temperature curve I. Natural curve for temperatures if the pegmatite is melted.

Temperaturkurve I. Naturlig kurve for temperaturer om pegmatitten er oppsmeltet.

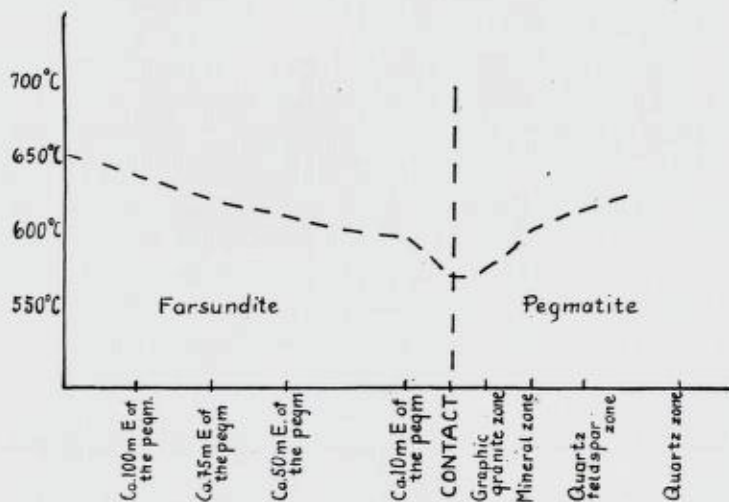


Fig. 7. Temperature curve II. Temperature variation at Rømteland based on temperature determinations (see p. 136 and 137).

Temperaturkurve II. Figuren viser temperaturene som er funnet på Rømteland. Kurvene er satt opp ut fra temperaturbestemmelsene (se side 136 og 137).

Magmatic origin; supporting observations.

I have discussed the temperature of formation of the pegmatite, based on temperatures determined by the two-feldspar thermometer and adjustments of the determined temperatures due to post-formation modifications of the feldspars. I have elsewhere discussed the origin of the pegmatite in greater detail (Sverdrup, 1957).

The conclusion drawn was that the farsundite which had a temperature near its melting point, has at some places melted.

One of these places is at Rømteland. One possible explanation for local melting here can be an enrichment of radioactive elements.

The melt has a greater volume than the original crystalline phase. The result was that the farsundite near the local melt cracked and was then filled by molten material which can now be seen as veins extending out into the farsundite from the pegmatite. The first thing which melted was a eutectic mixture of quartz and feldspar. This mixture, after again crystallizing, now appears as the zone of graphic granite between the pegmatite and the farsundite. After the area again became cooler, a K-rich solution moved out into the farsundite and into the amphibolites from the pegmatite. Plagioclase was then sericitized and hornblende altered to biotite. Both of these products can be explained as the result of the same K-rich solution. This type of alteration decreases away from the pegmatite.

Assuming a slow cooling of the area the zonal structure of the pegmatite can also be explained. Because the expansion upon melting caused some of the melt to be injected into the farsundite (the veins mentioned above), the remaining material, when again crystalline, will occupy less than the original volume, and therefore druses occur.

The final result of this crystallization will be a very acidic plagioclase, as seen now in the younger dike crossing the pegmatite. The temperature for this dike is found to be 450—460°. (Na in plagioclase and microcline, Barth 1956). This temperature and the mineral association indicates a hydrothermal mode of formation for this dike. The minerals are listed in Table VIII, p. 174 and 175. Muscovite and epidote, two of the minerals found here, are stable minerals under 400—500° (Ramberg 1952, p. 51 and 53). Further, Fersman (1931) says that the minerals epidote and albite are intermediate between the pneumatolytic and hydrotherman phases. Both of these minerals are present.

He also regards the sulfides as hydrothermal minerals. Pyrite and chalcopyrite are found in the dike. It seems therefore that the temperature determined is correct and that the dike is of hydrothermal origin.

A tectonizatic of the pegmatite took place around 450—460°, and a Na-rich hydrothermal solution has moved into and crystallized in all the cracks. Recrystallization has occurred along with the formation of the younger dike crossing the pegmatite.

Description of the minerals.

Many of the minerals have been identified by X-ray powder patterns. A 9 cm diameter Debye and Scherrer camera was used with Fe-radiation and Mn-filtration, 40 kV and 14 m. A.

The number below the X-ray patterns included here refers to the index at the X-ray laboratory in the Geological Museum, Tøyen, Oslo. Identification of metamict minerals has been made after heating the minerals to 770° C (unless otherwise stated) in order to allow the damaged structure to be repaired. However it is not absolutely certain that a new structure will not be formed in some cases.

For determination of the triclinicity of the alkali feldspars a "quadruple Guinier type focussing camera" (Nonius Co., Delft, Holland), with Fe-radiation monochromatized by a bent quartz crystal, was used with "Kodak's Kodirex" X-ray film.

The chemical formulae for the minerals were taken from Klockmann-Ramdohr's "Lehrbuch der Mineralogie" (1954).

Microcline: $\text{KAlSi}_3\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8$. Optically —, $2V > 75^\circ$, $n_\beta = 1,525$.

Both the farsundite and the pegmatite have much alkali feldspar. In thin sections taken from the pegmatite and from the farsundite near the pegmatite the microcline polysynthetic cross-hatched twinning is always well developed. At Osestad (about 2 km N of Rømteland) this twinning is much more diffusely developed. This feature is to be expected from the triclinicity determinations described earlier (see p. 127).

The grain size of the microcline increases from the farsundite to the center of the pegmatite. In the farsundite the grain size is about 0.8 mm. In the quartz-feldspar zone, however, there are crystals up to

one meter in diameter. The microcline is red to yellow in colour. Chemical analyses for alkali feldspar can be seen in Table No. III, p. 136 and 137. As can be seen, the K-content is somewhat lower in the farsundite than in the pegmatite.

In some places the microcline is in near contact with radioactive minerals. The microcline is then characteristically coloured. The colours are from yellow to red to black. On the microcline cleavages (001) and (010) there can often be seen small patches of sericite. Andersen (1931, (II) p. 23) mentions the same from other pegmatites.

In thin-sections two different types of perthites can be seen, film and vein perthites (Andersen, 1928). The film perthites are fine, small, regular and parallel, while the vein perthites are coarser and uneven in their forms. The film and vein perthites generally have the same orientation. Andersen (1928) has the following opinion about the film and vein perthites, p. 150: "The writer is inclined to regard also the film perthites as formed by a process of exsolution, . . ., and possibly in connection with contraction cracks". And p. 150: "This vein type of perthite the writer regards as formed in connection with the opening of contraction cracks, giving access to circulating solutions derived from the same pegmatite magma from which the initial crystallization of the feldspar took place."

I believe that the film perthites are formed by exsolution from a homogeneous feldspar. They are ca. 0.004 mm wide and 0.13 mm in length. They are of uniform size, the distance between them is almost constant, and they are evenly distributed except in the near vicinity of the vein perthites, where they are absent (see photograph, Fig 8).

Assuming that the film perthites are exsolution perthites I have made the following examination. Under the microscope I have measured the thicknesses of the film perthites and the average distance between them. As can be seen from the photograph (Fig. 8), there is a "dead" area with respect to the film perthites near the vein perthites. I have measured the distance of this "dead" area on each side of the vein perthites. I have then calculated the number of film perthites which could have been expected to occur in this area if there had been no "dead" area and no vein perthite. Knowing then the thickness of the film perthites and how many could be accommodated in this area it is easy to calculate the area which these film perthites would occupy were they combined to form one perthite vein. A-A, B-B, C-C, and D-D are cuts taken in a thin section across a vein perthite, represented



Fig. 8. Film and vein perthites. Note that distance x-x is devoid of film perthites.
 × ca. 100, + nicols.

Film- og veinperthitter. Avstanden x-x er et dødt område for filmperthittene.
 × ca. 100, + nicols.

in the photograph, Fig. 8, by X-X. (All of the values given below (Table IV) must be divided by 20 in order to obtain the true size of the pegmatites.)

Table IV.

Cut	Width of film perthite	Width of vein perthite	Film perthites pr. cm. where they occur most frequently.	Dead area w. r. t. film perthites.	Number of film perthites which can occur in the different cuts.	The film perthites will be equivalent to one vein perthite of width
A—A	≈ 0.3 mm	17.0 mm	4.5	90 mm	40.5	12.5 mm
B—B	≈ 0.3 "	20.0 "	4.5	90 "	40.5	12.5 "
C—C	≈ 0.3 "	16.0 "	4.5	100 "	45	13.5 "
D—D	≈ 0.3 "	9.0 "	4.0	60 "	27	7.2 "

Based on these measurements and calculations it would appear that the vein perthites have been formed by the combination of small film perthites (themselves formed by exolution from an originally

homogeneous feldspar) into the larger vein perthites, possibly without the addition of Na from some external source. That the measurements do not fully account for the vein perthites, seems not to be surprising, as further cooling would result in further exsolution with increased perthite formation. That the later exsolved Na would primarily crystallize out in continuity with the larger vein perthites seems likely on the basis of surface energy and surface tension considerations.

Andersen (1928, p 166) says: "The veins have never been observed cutting the films, and there is no reason therefore to believe that they may be younger." It seems to be right that the vein perthites do not cut the film perthites, but it is equally right that the film perthites do not cut the vein perthites. However, by studying the perthites in thin-sections it can be seen that the film perthites have a direction, which in some places is not parallel to that of the vein perthites. It seems to me that the film perthites are formed first, and that the vein perthites are formed at the expense of these. The following mode of formation of the perthites seems to me to be indicated. By cooling of the homogeneous feldspar the formation of film perthites took place by exsolution. During this uniform cooling there have been disturbances in the system which have caused the formation of the vein perthites. There has been tectonization of the Rømteland area after the minerals had crystallized. The younger dike crossing the pegmatite, according to the temperature determinations made (see Table III, p. 137), formed at ca. 460° C. I believe that this dike was formed during the tectonization.

A. Tverstøl has had a chemical analysis made of an alkali feldspar from Rømteland:

SiO ₂	64.46 %
Al ₂ O ₃	18.96 »
All Fe as Fe ₂ O ₃	0.08 »
CaO	0.78 »
MgO	0.05 »
Na ₂ O	3.23 »
K ₂ O	12.68 »
H ₂ O	0.06 »
Lost under heating	0.26 »
	<hr/>
	100.56 %

Analyzed by Statens Råstofflaboratorium.

The melting point for this feldspar is 1450° C.

According to the optical determinations the composition of the microcline is 25 % Ab and 75 % Or (Winchell 1951). This is in good agreement with the chemical analysis (Table III, p. 136 and 137).

Variations in triclinicity measurement can be seen p. 127.

Allanite: $(\text{Ca, Ce, La, Na})_2 (\text{Al, Fe, Mg, Mn})_3 (\text{OH}) (\text{SiO}_4)_3$.

Allanite occurs in most zones at Rømteland. See Table VIII, p. 174 and 175. In the mineralized zone in the pegmatite and in the quartz-feldspar zone the mineral is black and metamict, but by heating the mineral to 600° for 72 hours under water pressure, an X-ray pattern good enough for identification was obtained. In these zones allanite can be 1 meter in length and 30—40 cm across. $n \approx 1.690$. The content in the mineral = 2 %, U content in the mineral = trace.

An optical spectrogram was taken by the Sentralinstitutt for Industriell Forskning, and the following elements were found: Si, Ca, Al, Mn, Fe, Mg, Pb, Th, Ce, Y, La, and Yb.

The sample has most of Si, Ca, Al, Mn, Fe and Mg (the amount decreases from Si to Mg). The sample has little Pb. Of Th and the rare earths there seems to be most of Th and Ce. The sample has very little Yb.

Another variety of allanite has been found where the mineralized zone in the pegmatite is in contact with the mineralized zone around amphibolite. The colour of this allanite is gray to green on the surface, but darker in the center. This allanite is metamict and it has been impossible to identify the mineral by X-ray (also after heating the mineral).

The Sentralinstitutt for Industriell Forskning has also taken an optical spectrogram of this type of allanite. The following elements were found: Si, Al, Ca, Fe, Mg, Th, Ce, La, Mn, Y, Yb, Ti, Ga, and Sc.

The sample has most Si, Ca, Al; much Th, Ce; some Fe, Mg, Mn, Yb, La, Y; and little Ti, Ga, Sc.

The amount of Sc is very interesting in that the allanite here occurs in the most basic area of the pegmatite. Goldschmidt (1954) has mentioned that Sc occurs most frequently in basic ferromagnesium rich rocks. Specific gravity is 3.16, $n \approx 1.749$.

Allanite also occurs in the mineralized zones around amphibolite and is here a characteristic mineral. The crystal form, however, is here

different from that of the two earlier described allanites. The mineral is always black and platy formed. It is metamict, and even after heating to more than 1000° C it was impossible to identify the mineral by X-ray. Much, however, indicates that it must be a platy formed allanite, which has been described earlier (O. Andersen (1926) and Klockmann-Ramdohr (1954)). The platy formed allanite often has a silky luster on the surface.

Specific gravity is = 3.14, hardness 5½.

An optical spectrogram was taken and following elements were found: Si, Al, Ca, Fe, Th, Ce, Zr, La, Mg, Mn, Ti, Pb, Yb, and Y, possibly also U. (Analyzed by the Sentralinstitutt for Industriell Forskning). With hand goniometer all the angles were measured, and, as can be seen below, all the angles are in good agreement with earlier described allanites ("A system of Mineralogy", Dana (1898), allanite from Moriah, N.Y., Fig. 1, p. 522, Bucklandite, Laacker See, Rath. Dana (1898), and Klockmann-Ramdohr (1954)).

*These publications give
the following angles:*

al — 154°
lr — 154.39°
rc — 116.60°
ca. — 115.02°
au — 143.47°

*Angles measured on platy
formed allanite,
Rømteland:*

152°—155°
about 155°
118°—120°
115°
140°—143°

$n \approx 1.749$. The planes best developed are a (001) and u (210). The platy formed allanite from Rømteland splits best along u (210).

The platy formed allanite occurs in small crystals close to amphibolite, but inwards into the pegmatite the crystals increase quickly in size. Within a distance of 30 cm the mineral increases in size from a few mm to more than 10 cm across. The thickness of the plates is usually not more than 1 cm. Three chemical analyses of three different allanites have been made. As can be seen, there is not great difference between them, and all of them are in good agreement with earlier analyses of allanite (Dana 1898).

Analyses of three different allanites.

	Type I Ordinary allanite	Type II Allanite with the grey to green surface	Type III Platy form allanite.
SiO ₂	29.9 %	29.5 %	30.6 %
ZrO ₂	—	—	0.4 *
TiO ₂	0.5 *	0.4 *	0.9 *
CeO ₂	9.4 *	10.0 *	8.4 *
ThO ₂	1.9 *	1.4 *	2.8 *
Al ₂ O ₃	16.9 *	16.7 *	14.8 *
Fe ₂ O ₃	8.8 *	6.1 *	11.9 *
FeO	6.0 *	7.5 *	3.5 *
La ₂ O ₃	6.4 *	9.9 *	7.7 *
Y ₂ O ₃	0.7 *	1.1 *	0.5 *
PbO	0.1 *	0.6 *	0.2 *
MnO	1.9 *	2.5 *	0.8 *
MgO	1.3 *	1.1 *	0.7 *
CaO	7.6 *	8.9 *	10.9 *
Na ₂ O	—	—	— *
K ₂ O	—	—	— *
H ₂ O	0.4 *	0.4 *	0.8 *
H ₂ O ⁺	8.4 *	4.0 *	4.7 *
P ₂ O ₅	0.1 *	0.1 *	0.2 *
Sum	100.3 %	100.2 %	99.8 %

Analyzed by E. Padget, NGU.

The calculation of the formula from the analyses is based on the formula for epidote, Ca₂Al₃(OH)Si₃O₁₂, in which the (OH) group is expressed as ½H₂O + ½O. The calculation is then based on the number of oxygen ions present in the formula X₂Y₃O_{12½} (H₂O)₁. In order to determine the molecular proportions I have used "Molecular Proportions" by von Echer mann (1925). The analyses are directly recalculated to atomic proportions and multiplied by 1000.

Calculations of the formula from analysis I, p. 149.

Atom proportions	O-atoms	The calculated amount of O-atoms in relation to total O ₁₂	Cation proportion in relation to O ₁₂
SiO ₂ 497	994	5.800	Si ^{iv} 2.900
TiO ₂ 6	12	0.069	Ti ^{iv} 0.035
CeO ₂ 55	110	0.640	Ce ^{iv} 0.320
ThO ₂ 7	14	0.080	Th ^{iv} 0.040
AlO _{1½} 331	497	2.900	Al ⁱⁱⁱ 1.933
FeO _{1½} 110	165	0.961	Fe ⁱⁱⁱ 0.642
FeO 84	84	0.498	Fe ⁱⁱ 0.498
LaO _{1½} 40	60	0.350	La ⁱⁱⁱ 0.233
YO _{1½} 6	9	0.052	Y ⁱⁱⁱ 0.035
MnO 27	27	0.157	Mn ⁱⁱ 0.157
MgO 32	32	0.183	Mg ⁱⁱ 0.183
CaO 136	136	0.791	Ca ⁱⁱ 0.791
PO _{2½} 2	5	0.029	P ^v 0.012
	2.149	12.500	

Ideal formule: Ca₂Al₃ (OH) Si₃O₁₂

Ca ⁱⁱ 0.791	Al ⁱⁱⁱ 1.933	Si ^{iv} 2.900
Ce ^{iv} 0.320	Fe ⁱⁱⁱ 0.642	P ^v 0.012
Th ^{iv} 0.040	Ti ^{iv} 0.035	
Fe ⁱⁱ 0.379	Mg ⁱⁱ 0.183	Sum 2.912
La ⁱⁱⁱ 0.233	Fe ⁱⁱ 0.119	
Y ⁱⁱⁱ 0.035		
Mn ⁱⁱ 0.157	Sum 2.912	
Sum 1.955		

The formula for ordinary allanite, Rømteland:
 (Ca, Ce, Th, Feⁱⁱ, La, Y, Mn)₂ (Al, Feⁱⁱⁱ, Ti, Mg)₃ (OH)
 (Si, P)₃O₁₂.

Calculations of the formula from analysis II, p. 149.

Atom proportions		O-atoms	The calculated amount of O-atoms in relation to total O ₁₂	Cation proportion in relation to O ₁₂	
SiO ₂	497	994	5.710	Si ^{iv}	2.855
CeO ₂	58	116	0.669	Ce ^{iv}	0.335
TiO ₂	5	10	0.058	Ti ^{iv}	0.029
ThO ₂	5	10	0.058	Th ^{iv}	0.029
AlO _{1½}	327	491	0.830	Al ⁱⁱⁱ	1.887
FeO _{1½}	76	114	2.658	Fe ⁱⁱⁱ	0.439
FeO	104	104	0.600	Fe ⁱⁱ	0.600
LaO _{1½}	61	92	0.530	La ⁱⁱⁱ	0.353
YO _{1½}	10	15	0.086	Y ⁱⁱⁱ	0.057
PbO	3	3	0.017	Pb ⁱⁱ	0.017
MnO	35	35	0.203	Mn ⁱⁱ	0.203
MgO	27	27	0.153	Mg ⁱⁱ	0.153
CaO	159	159	0.916	Ca ⁱⁱ	0.916
PO _{2½}	2	2	0.012	P ^v	0.005
		2.172	12.500		

Ideal formula: Ca₂Al₃ (OH) Si₃O₁₂

Ca ⁱⁱ	0.916	Al ⁱⁱⁱ	1.797	Si ^{iv}	2.855
Ce ^{iv}	0.335	Fe ⁱⁱⁱ	0.439	P ^v	0.005
Th ^{iv}	0.029	Ti ^{iv}	0.029	Al ⁱⁱⁱ	0.090
La ⁱⁱⁱ	0.353	Mg ⁱⁱ	0.153		
Y ⁱⁱⁱ	0.057	Fe ⁱⁱ	0.532	Sum	2.950
Pb ⁱⁱ	0.017				
Mn ⁱⁱ	0.203	Sum	2.950		
Fe ⁱⁱ	0.068				
Sum	1.978				

The formula for allanite with grey to green surface
(Type II):
(Ca, Ce, Th, La, Y, Pb, Mn, Feⁱⁱ)₂ (Al, Feⁱⁱⁱ, Ti, Mg,
Feⁱⁱ)₃ (OH) (Si, Al P)₃ O₁₂.

Calculations of the formula from analysis III, p. 149.

Atom proportions	O-atoms	The calculated amount of O-atoms in relation to total O ₁₂	Cation proportion in relation to O ₁₂
SiO ₂ 499	998	5.780	Si ^{iv} 2.890
ZrO ₂ 3	6	0.035	Zr ^{iv} 0.018
TiO ₂ 11	22	0.128	Ti ^{iv} 0.064
CeO ₂ 49	98	0.569	Ce ^{iv} 0.285
ThO ₂ 11	22	0.128	Th ^{iv} 0.064
AlO _{1½} 290	435	2.527	Al ⁱⁱⁱ 1.683
FeO _{1½} 149	224	1.297	Fe ⁱⁱⁱ 0.865
FeO 49	49	0.284	Fe ⁱⁱ 0.284
LaO _{1½} 47	70	0.406	La ⁱⁱⁱ 0.271
YO _{1½} 4	6	0.035	Y ⁱⁱⁱ 0.023
PbO 1	1	0.006	Pb ⁱⁱ 0.006
MnO 11	11	0.064	Mn ⁱⁱ 0.064
MgO 17	17	0.100	Mg ⁱⁱ 0.100
CaO 194	194	1.112	Ca ⁱⁱ 1.112
PO _{2½} 2	5	0.029	P ^v 0.012

2.158 12.500

Ideal formula: Ca₂Al₃ (OH) Si₅O₁₂

Ca ⁱⁱ 1.112	Al ⁱⁱⁱ 1.683	Si ^{iv} 2.890
Ce ^{iv} 0.285	Fe ⁱⁱⁱ 0.865	P ^v 0.012
Zr ^{iv} 0.018	Ti ^{iv} 0.064	
Th ^{iv} 0.064	Mg ⁱⁱ 0.100	Sum 2.902
La ⁱⁱⁱ 0.271	Fe ⁱⁱ 0.190	
Y ⁱⁱⁱ 0.023		
Pb ⁱⁱ 0.006	Sum 2.902	
Mn ⁱⁱ 0.064		
Fe ⁱⁱ 0.094		
Sum 1.937		

The formula for the platy formed allanite (Type III).
 (Ca, Ce, Zr, Th, La, Y, Pb, Mn, Fe)₂ Al, Feⁱⁱⁱ, Ti,
 Mg, Feⁱⁱ)₃ (OH) (Si P)₃ O₁₂

Because it has been necessary in the calculation of the allanite formula to put Fe^{++} in the Al group I have, as a control, calculated the formula of an allanite from Kragerø, the analysis of which is found in Dana "A system of mineralogy" (1898), p. 524.

Calculations of the formula:

Chemical analysis	Atom proportions	O-atoms	The calculated amount of O-atoms in relation to total O_{12}	Cation proportion in relation to O_{12}
SiO_2 31.72	526	1.052	6.020	3.010
ThO_2 —	—	—	—	—
Al_2O_3 17.80	348	522	3.010	2.007
Fe_2O_3 2.52	32	48	0.276	0.184
Ce_2O_3 19.43	112	168	0.966	0.644
FeO 9.37	130	130	0.748	0.748
CaO 13.17	235	235	1.352	1.352
MgO 0.74	18	18	0.103	0.103
K_2O 0.25	5	3	0.019	0.038
Na_2O 0.04	2	1	0.006	0.012
H_2O 3.30	—	—	—	—
		2.177	12.500	

Ideal formula: $\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{OH})\text{Si}_3\text{O}_{12}$

Ca'' 1.352	Al''' 1.991	Si'''' 3.010
Ce''' 0.644	Fe''' 0.184	Al'' 0.016
Na' 0.012	Mg'' 0.103	
K' 0.038	Fe'' 0.748	Sum 3.026
Sum 2.046	Sum 3.026	

The formula of this allanite:
 $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Na}, \text{K})_2(\text{Al}, \text{Fe}''', \text{Mg}, \text{Fe}'')_3(\text{OH})(\text{Si}, \text{Al})_3\text{O}_{12}$

As can be seen it is also necessary here to put Fe^{++} into the Al group. On the basis of the chemical analysis, angle measurements and specific gravity determinations, all of the above must be allanites, even though only the ordinary allanite could be identified by X-ray.

Alvite: ZrSiO_4 (Th and Hf bearing).
 See also *Cyrtolith*.

The mineral called alvite is metamict. $n \approx 1.733$. It is found in the mineralized zone. It is reddish to black in colour. Hardness = 7⁺. Specific gravity is 3.90. After heating the mineral to 1045° C the X-ray pattern was that of zircon, with some other lines which can be identified as corundum lines.

The mineral is found with feldspar, and the feldspar is always granulated and destroyed close to the alvite.

An optical spectrogram of the mineral was made at the Sentral-institutt for Industriell Forskning, Oslo. The following elements were found. Most abundant: Si, Zr, Yb, Y and perhaps U, less abundant: Ca, Fe, Al, Mn, Mg, Pb, Hf and perhaps Th.

A chemical analysis of the mineral was also made.

SiO ₂	32. 7 %
ZrO ₂	34. 7 »
TiO ₂	0. 3 »
CeO ₂	0.05 »
ThO ₂	»
Al ₂ O ₃	18. 1 »
Fe ₂ O ₃	2. 7 »
Y ₂ O ₃	1. 6 »
PbO	0. 5 »
MnO	0. 5 »
CaO	0. 9 »
Na ₂ O	1. 1 »
H ₂ O ⁻	0. 9 »
H ₂ O ⁺	6. 5 »
P ₂ O ₅	0. 2 »
	<hr/>
	100.75 %

Analyzed by E. Padget, N.G.U.

As can be seen there is good agreement between them, except for the great content of Al₂O₃ in the analysis. In the spectrogram, however, there occurs uranium, which in the chemical analysis will have been determined as Al₂O₃.

The uranium content was therefore determined at Institutt for Atomenergi. Two different samples were used. See Table V.

Table V.

Sample 1:	
Radiometric analysis	5.40 % U_3O_8
Polarographic analysis	5.07 % * *
Average for sample 1	5.23 % U_3O_8
Sample 2:	
Radiometric analysis	4.86 % U_3O_8
Polarographic analysis	4.45 % * *
Spectrographic analysis	4.28 % * *
Chemical analysis	4.56 % * *
Average for sample 2	4.54 % U_3O_8

Because the material of sample 1 is identical to that used in the analysis these results are used.

Plagioclase and possibly corundum are the only possible containments, and therefore in one case all the Na and Ca with the appropriate amounts of Al and Si are used for the formation of plagioclase, and in the other case all the Na, Ca and Al with the appropriate amount of Si are used for formation of the two minerals plagioclase and corundum. All these results can be seen in the calculated analyses given below.

Analysis		Analysis after formation of plagioclase and recalculated to 100%		Analysis after formation of plagioclase and corundum and recalculated to 100%	
SiO ₂	32.7 %	SiO ₂	28.00%	SiO ₂	31.42%
ZrO ₂	34.7 %	ZrO ₂	39.64%	ZrO ₂	44.42%
TiO ₂	0.3 %	TiO ₂	0.35%	TiO ₂	0.39%
CeO ₂	0.05%	CeO ₂	0.06%	CeO ₂	0.07%
ThO ₂	—	ThO ₂	—	ThO ₂	—
U ₃ O ₈	5.23%	U ₃ O ₈	6.09%	U ₃ O ₈	6.84%
Al ₂ O ₃	12.87%	Al ₂ O ₃	10.90%	Al ₂ O ₃	—
Fe ₂ O ₃	2.7 %	Fe ₂ O ₃	3.13%	Fe ₂ O ₃	3.52%
Y ₂ O ₃	1.6 %	Y ₂ O ₃	1.85%	Y ₂ O ₃	2.09%
PbO	0.5 %	PbO	0.58%	PbO	0.66%
MnO	0.5 %	MnO	0.58%	MnO	0.66%
CaO	0.9 %	CaO	—	CaO	—
Na ₂ O	1.1 %	Na ₂ O	—	Na ₂ O	—
H ₂ O ⁻	0.9 %	H ₂ O ⁻	1.04%	H ₂ O ⁻	1.18%
H ₂ O ⁺	6.5 %	H ₂ O ⁺	7.55%	H ₂ O ⁺	8.49%
P ₂ O ₅	0.5 %	P ₂ O ₅	0.23%	P ₂ O ₅	0.26%
	100.55%		100.—%		100.—%

Alvite (cyrtolith) is a poorly defined mineral (D. Forbes and T. Dahll (1885) and Dana (1898)), and in more recent literature (Klockmann—Ramdohr (1954) and Dana (1932)) the mineral name does not appear. If the mineral is a zircon the formula must be written $ZrSiO_4$, and then Al must occupy positions equivalent to both those of Si and Zr. It is doubtful that this is correct because of the great difference in the ionic radii ($Al^{+++} = 0.57 \text{ \AA}$ and $Zr^{++++} = 0.87 \text{ \AA}$).

Furthermore, there is no way in which the remaining available elements can be used to attain electrostatic neutrality when Al substitutes for Zr.

However, after subtracting the amounts necessary for the formation of plagioclase and corundum (note: by heating the mineral 1045° C for identification by X-ray, the pattern of zircon with some lines which could be attributed to corundum, was found), and recalculating the primary analysis to 100 %, I get a result close to earlier analyzed cyrtoliths. See C. Doelter, Band III, p. 138 no. 43 and 44 (1918).

Much seems therefore to indicate that this recalculation is correct in this case. The problem alvite—cyrtolith will be discussed in more detail in a later paper.

Apatite: $Ca_5(PO_4)_3(Cl, F, OH)$.

Apatite occurs in the amphibolite, in the mineralized zone around the amphibolite, and as an accessory mineral in the farsundite. Apatite is optically —, $n_o = 1.644$ and $n_e < 1.644$.

There are two generations of apatite: 1, as small grains in the amphibolite associated with biotite, and 2, as independent needles. When going from the amphibolite to the mineralized zone around the amphibolite, type 2 becomes more and more abundant; type 1, however, being seen in thin-sections the whole time. The grain size for fluor apatite associated with biotite is ca. $1/100 \text{ mm}$ in diameter. The independent needles are up to two centimeters in length and ca. two mm in width. The crystals are colourless and the hexagonal forms are usually well developed.

Bastnäsite: $(Ce, La, Dy) FCO_3$.

Bastnäsite was found at Rømteland, which is the first locality for this mineral in Norway. It is found as an alteration product after allanite. (See Sverdrup, Bryn and Sæbø, 1959).

Beryl: $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$.

Beryl is found at only one place at Rømteland. The crystals grow through alkali feldspar, and the hexagonal form of the green crystals is well developed. I believe that the mineral was formed at an early stage of crystallization, because it is found in the transition between the graphic-granite and mineralized zones. The crystals show no orientation. I have never found minerals containing rare earths in the neighbourhood of beryl. Because of the great concentration of Y and Ce in the pegmatite one should expect that gadolinite would be formed in the pegmatite if the concentration of Be also was great. It is therefore reasonable to believe that the concentration of Be is small and very local. Gadolinite was not found at Rømteland. Beryl is uniaxial optically —, $n_o = 1.580$ and $n_e = 1.575$.

Biotite: $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH})_2(\text{Al}, \text{Fe}) \text{Si}_3\text{O}_{10}$.

Biotite occurs throughout the whole area (see Table VIII, p. 174 and 175). It usually occurs in small flakes, but inside the pegmatite can it be seen in very large crystals, e. g., in the quartz-feldspar zone and partly in the mineralized zone.

The mineral occurs often in wedges and in the internal angles of these, rare minerals can be found e. g., yttrotitanite and uraninite. Andersen (1926) says the same for other pegmatites. From the amphibolite to the pegmatite the crystal size grows gradually. In a distance of from one to two meters the size of the biotite flakes grows from ca. one mm to more than 10 cm in diameter. The quantity of biotite also increases on going from the amphibolite to the contact with the pegmatite. The mineral is black to brown in colour.

Biotite is also found in the younger dike crossing the pegmatite, but at the contact with the pegmatite is it chloritic. In thin-sections from the graphic granite zone and from a little way inwards into the farsundite it can be seen that there has been tectonization of the area after the formation of biotite. The biotite flakes are bent. At the same time the biotite is secondary and formed by alteration of hornblende (as well in the farsundite as in the amphibolite).

Optical data for different types of biotite.

Biotite from amphibolite Rømteland: optically —, $2v = 0-15^\circ$, $r < v$, $n^\beta = 1.620$. Pleochroic: $\alpha =$ yellow, $\beta =$ dark brown, $\gamma =$ green brown. After Winchell (1951) this indicates more Mg than Fe in the biotite from the amphibolite.

Biotite from the pegmatite Rømteland: optically —, $2v = 0-15^\circ$, $r < v$, $n_\beta = 1.661$. Pleochroic: $\alpha =$ yellow, $\beta =$ deep green, $\gamma =$ greyish-green. After Winchel (1951) this type of biotite has more Fe than Mg.

Biotite from the farsundite (Osestad, ca. 2 km N of Rømteland): Optically —, $2v = 0-15^\circ$, $r < v$, $n_\beta \approx 1.655$. After Wincheli (1951) this indicates more Fe than Mg in the mineral.

Calcite: CaCO_3 .

Calcite is one of the latest formed minerals at Rømteland. In the younger dike crossing the pegmatite great quantities of the mineral are found. The colour is white, yellow-brown, and brown-violet. Hematite inclusions (determined by X-ray) give calcite its colour. Calcite also occurs in druses in white and yellow coloured crystals. The mineral is optically —, $n_o \approx 1.659$, $n_e \approx 1.485$.

Chalcopyrite: CuFeS_2 .

The quantity of this mineral, which is found only in the younger dike crossing the pegmatite at Rømteland, is small. However, chalcopyrite is easy to find because it is always surrounded by a green mineral, which was identified as malachite by X-ray.

Malachite: $\text{Cu}_2((\text{OH})_2\text{CO}_3)$

is an alteration product of chalcopyrite.

Chlorite:

The mineral is found in the younger dike crossing the pegmatite. It is fine-grained and the colour is black. In powder the colour is green. It occurs together with fine-grained muscovite and calcite, and it appears that these minerals were formed at the same time. According to the optical and X-ray data the chlorite must be iron rich, i. e. daphnite: $\text{Fe}_4\text{Al}_2(\text{OH})_8\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$, $n_\beta \approx 1.659$. The mineral is too fine-grained to allow the determination of the optical sign.

Columbite: $(\text{Fe}, \text{Mn})(\text{Nb})_2\text{O}_6$.

The mineral, which is blue-grey and metallic in appearance, can almost always be seen in long, thin flakes. By eye it is difficult to distinguish it from ilmenite, which also sometimes occurs as flakes.

The columbite is found in the inner part of the mineralized zones and in the quartz-feldspar zone. It occurs more frequently in the quartz-feldspar zone than in the mineralized zone. I believe that the mineral is formed at a late stage of crystallization. By X-ray it is impossible to say more than that the mineral is either columbite or tantalite (these two minerals have identical X-ray powder patterns). Sentralinstitutt for Industriell Forskning has determined the amount of Nb-Ta in the mineral. The mineral contains 76 % Nb_2O_5 and only 2.0 % Ta_2O_5 . Titanium has also been determined: $\text{TiO}_2 = 3.2$ % (analyst Erna Padget, NGU). As can be seen, it is very clean columbite. The specific gravity of the mineral is 5.31. This also indicates a very Nb-rich columbite (Dana, 1932, p. 696).

Epidote: $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe})_3\text{OH}(\text{SiO}_4)_3$.

Epidote is found in the farsundite close to the pegmatite and in the contact with the pegmatite. It appears together with biotite. In thin sections it can be seen that the mineral has well developed crystal forms (see photograph Fig. 9). The mineral is optically —. Extinction $x/c = 4^\circ$. Non pleochroic. Epidote has very strong interference colours.

Euxenite: PQ_2O_6 , P = Y, the rare earths, U, Th and Ca.
Q = Nb, Ta, Ti and Fe.

Euxenite is found in the mineralized zone and in the quartz-feldspar zone. The colour is black.

Sphene and alvite have been found within a large euxenite crystal. Samarskite occurs around euxenite. Further, euxenite disappears when samarskite appears. My opinion is therefore that the crystallization sequence has been sphene and alvite, followed by euxenite and then samarskite.

Euxenite is found in large crystals. The mineral is metamict, but it can be identified by X-ray when heating it to 1000° .

An analysis for Th and U in the mineral yields Th = 3.3 %, i. e. 3.45 % ThO_2 ; U = 8.5 %, i. e. 10 % UO_2 . Analyzed by Institutt for Atomenergi, Kjeller.

$\text{TiO}_2 = 23.5$. Analyzed by B. Bruun, NGU.

Sp. gravity = 4.352, $n > 1.888$.

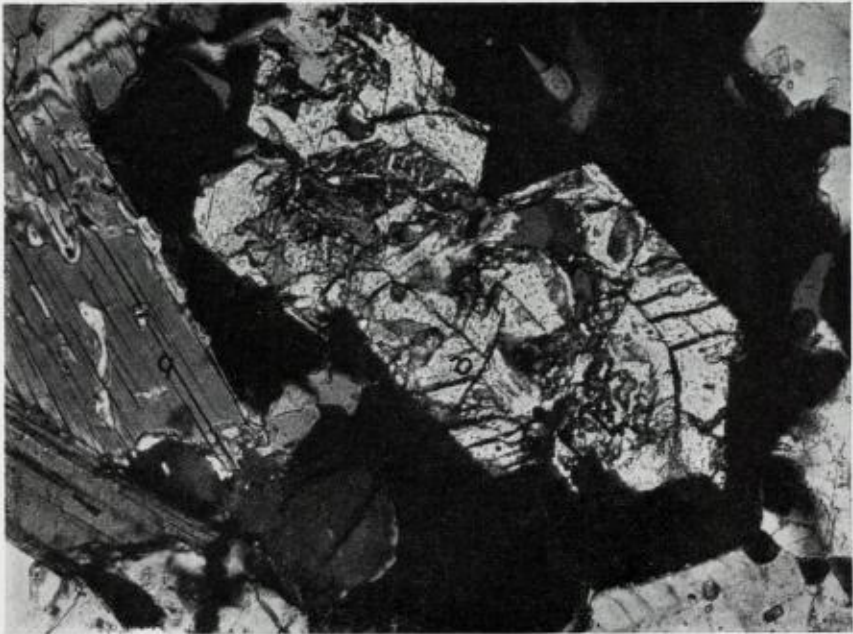


Fig. 9. a) epidote and b) biotite. Note the excellent crystal faces of epidote.
× ca. 100, + nicols.

*a) epidot og b) biotitt. Man ser hvor godt epidoten har krystallisert ut.
× ca. 100, + nicols.*

Fluorite: CaF₂.

The mineral is red to violet in colour and is isometric. It occurs frequently in the zones round the amphibolites, but usually in small crystals, ca. 5 mm across. In the amphibolite it occurs in contact with apatite and biotite. It surrounds biotite, but the boundary between them, as seen in thin sections, is sharp. The fluorite must have been formed later than the biotite in the amphibolite. In the mineralized zones around the amphibolites it often occurs together with magnetite and apatite. $n = 1.426$.

Hematite: Fe₂O₃.

This mineral is not found in crystals, except at one place in the mineralized zone around the amphibolite where it occurred in octa-

hedral crystals, probably pseudomorphic after magnetite (Martite). Usually the mineral occurs as a red-brown coating on other minerals. Hematite is a secondary mineral the primary minerals being magnetite and pyrite.

Hornblende: $X_2Y_5(OH,F)_2Z_8O_{22}$.

Hornblende occurs both in the farsundite, in the amphibolite and in the graphic granite zone in the pegmatite; in the latter in crystals up to 10 cm length. Hornblende disappears from the farsundite and the center of the amphibolite on moving towards the boundary of the pegmatite, being supplanted by biotite. The colour is grey to green. Robert Major (1939) concludes that in the farsundite the amphibole has $2V \approx 60^\circ$. Optically —, $n_\alpha = 1.667$ and $n_\gamma = 1.683$.

The amphibole in the graphic granite zone is actinolite. The interference colour is bright green. The optical data for this is: Optically —, extinction $x/c \approx 18-20^\circ$. Pleochroism: $\alpha =$ yellow, $\beta =$ deep green, $\gamma =$ blue green, $n_\alpha = 1.630$, $n_\beta = 1.635$ and $n_\gamma = 1.650$.

Determination of the mineral in the amphibolite indicates an ordinary hornblende. Optically —, extinction $z/c = 21^\circ-23^\circ$. Pleochroism: $\alpha =$ bright yellow, $\beta =$ deep green, $\gamma =$ green, $n_\alpha \approx 1.664$ $n_\gamma = 1.680$.

The size of the hornblende crystals is 1 mm in length, both in the farsundite and in the amphibolite.

Ilmenite: $FeTiO_3$.

This mineral occurs as an accessory mineral in the farsundite and in the amphibolite, and is often seen to be surrounded by titanite in thin-sections. It occurs at several places in the pegmatite. See Table VIII, p. 174 and 175.

The largest crystal (more than 2 kg) is found in the mineralized zone. The colour is steel grey. It can be found both in lumps and in thin plates.

Magnetite: $Fe_3O_4(FeO \cdot Fe_2O_3)$.

Magnetite occurs in several zones at Rømteland, often together with ilmenite. In the farsundite it occurs as an accessory mineral.

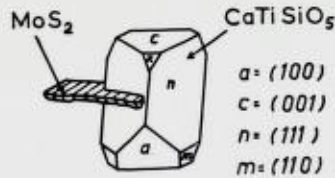


Fig. 10. Intergrown titanite and molybdenite.
Sammenvokning av titanitt og molybdenglans.

The largest crystals are found in the mineralized zone, where lumps larger than 1 kg are found. In the amphibolites and the mineralized zones around the amphibolites it often occurs together with fluorite and apatite.

Malacon: $ZrSiO_4$ with Th, U, and perhaps V. Uniaxial (+), $n_o \approx 1.888$, $n_e \approx 1.888$.

Malacon is found in the mineralized zones around the amphibolites and occurs together with zircon. Often it is difficult to differentiate between zircon and malacon. Usually the surface of the malacon is duller. However, in fractures there are great differences, the zircon being fresh brown while the malacon has brown, white, grey and blue colours. Partly the malacon is metamict, yielding therefore a diffuse zircon X-ray powder pattern if the mineral is not heated. See Fig. 15 p. 172. The play of colours and the metamict character are due to the radioactive content in the mineral (Klockmann-Ramdohr). It would appear that malacon and zircon grade into another.

Both of the minerals have perfect tetrahedral crystal morphology. The length of the crystal is not much more than 1 cm.

Molybdenite: MoS₂.

This mineral is also found in the mineralized zones around the amphibolites, mostly in the same zone as the platy formed allanite. It occurs in thin flakes in small quantities. Molybdenite and titanite are completely intergrown in this zone. See Fig. 10. However, the molybdenite seems to be formed later than the allanite, because it is always to be found on the surface of allanite. Re-content is 0.0015 %.

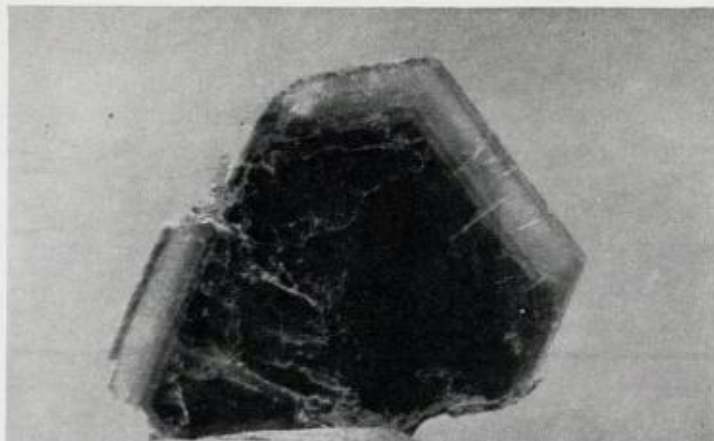


Fig. 11. Zonal structure around the c-axis of muscovite. Natural size.

*Muskovitt. Den sonare oppbygging rundt c-aksen sees tydelig.
Naturlig størrelse.*

Muscovite: $KAl_2(OH, F)_2AlSi_3O_{10}$.

Usually the colour of the muscovite at Rømteland is green, but sometimes it is colourless. The green colour of the mineral must be due to Fe^{++} . Analyses for Cr in the muscovite have been made, but the Cr content was too small to account for green colour (analyst: B. Bruun, NGU). Flakes of muscovite often appear on the (001) plane of alkali feldspar. The flakes are ca. 0.5 cm in width. The green muscovite is found in larger flakes in the mineralized zone. In this zone the mineral always occurs with beautiful zonal structure around the C-axis. See picture, Fig. 11. I have studied the zonal structure both optically and by X-ray. It is not due to a chlorization of the mineral. The muscovite is biaxial, optically —, $2V = 30^\circ-45^\circ$, $n_\beta = 1.585$.

In the younger dike crossing the pegmatite I have found much green, fine-grained muscovite. This is optically —, $2V = 30^\circ-45^\circ$, $n_\alpha \approx 1.575$, $n_\beta = 1.580$.

The optical data indicate almost ideally pure muscovite (Winchell 1951).

Orangite: $ThSiO_4$.

The honey yellow to brown mineral is found only in the mineralized zone around the amphibolites. The mineral is translucent in thin

flakes. The mineral is easy to find. Orangite is believed to be identical with the black coloured thorite, but chemical analyses for Th and U are different for the two minerals. (Thorite also occurs at Rømteland.) The analyzed material was not pure (much feldspar contamination, but the difference in Th and U can be seen). For orangite Th = 6.0 %, U = traces; for thorite = 4.6 %, U = .7 %.

Analyst: Institutt for Atomenergi, Kjeller.

Different theories have been proposed to account for the colour difference. There can be differences in age, and in the metamict grade of the two minerals. Goldschmidt (1954) believes that the yellow colour of orangite is due to a content of cerium. Because orangite occurs in a cerium zone (thorite does not) the theory of Goldschmidt seems to me to be reasonable.

Orangite is metamict. The mineral was identified by X-ray after heating. Specific gravity is 4.425, $n \approx 1.685$.

Palygorskite: $\text{MgAlSi}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. (Antum 1956).

Cracks occur in the younger dike crossing the pegmatite, and in these cracks the mineral palygorskite is found. The mineral is, together with quartz, the latest formed mineral at Rømteland. It was identified by X-ray.

Plagioclase: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$.

Except for the quartz zone, plagioclase is found in all the zones at Rømteland. The composition varies around 27 % An. The plagioclase from the pegmatite is optically —, $2V > 75^\circ$, n_α somewhat > 1.535 , n_β somewhat > 1.545 , max. extinction in zones normal to (010) about 10° . Other determinations, see Table III, p. 136 and 137. As for the alkali feldspars the grain size of the plagioclase coarsens from the farsundite (about 0.5 mm) inwards into the pegmatite, where it can be found in very large crystals. The colour is usually white, but near radioactive minerals it is often dark red-brown. A labradoritic play of colours can be seen in the plagioclase from the quartz-feldspar zone. In the farsundite, myrmekite occurs at some places (quartz/plagioclase). In the mineralized zone around the amphibolites in the pegmatite, plagioclase graphic-granite occurs.

The plagioclase in the farsundite has also been determined by R. Major (1939) to be between 22 % and 28 % An. In the contact

area between the pegmatite and the farsundite the plagioclase has undulating extinction and the twinning lamellae are often bent. The undulating extinction disappears both inwards into the pegmatite and outwards into the farsundite. This indicates a tectonization in the area after the minerals were formed. The plagioclase is also sericitized in the same area, the sericitization also disappearing to both sides. The plagioclase has also a zonal structure. Around a central An ca. 27 % zone and along cracks a clean albite zone often occurs. This albite zone occurs most frequently in the graphic granite zone, and disappears both inwards into the pegmatite and outwards into the farsundite. It seems as if the albitization followed the tectonization.

In druses and in the younger dike crossing the pegmatite, sugar-grained albite is also found. Cameron, Jahns, McNair and Page (1949) mention that sugar-grained albite is found in many American pegmatites. Their opinion is that the mineral is a later formation than the pegmatite. I am of the same opinion for the albite from Rømteland.

Zonal albite around the plagioclase and in cracks and sugar-grained albite in druses and in the younger dike crossing the pegmatite means that the albitization processes have been active at a relatively late stage in the pegmatite's history. Sericitization, tectonization, and albitization processes have been discussed earlier. See p. 134—141. *The sugargrained albite* is white coloured. The mineral is optically (+), $2V > 75^\circ$, $n_\alpha = 1.525$, $n_\beta = 1.530$, $n_\gamma = 1.535$. This indicates albite with 5 % An. The albite around and in cracks in the plagioclase has max. extinction = 18° . The Becke-line moves slightly from microcline inwards into albite upon elevating the tube. This also indicates almost pure albite.

In the plagioclase from the quartz-feldspar zone a black mineral occurs. It has been impossible to identify this mineral. A very dark magnetic concentrate was obtained by using the Franz Magnetic Separator, but the X-ray powder pattern of this showed no lines except those attributable to plagioclase. In thin-section there can be seen an apparently opaque, disseminated, fine "dust" in the plagioclase. In hand specimens a characteristic brown border zone between the pigmented and non-pigmented plagioclase can be seen, and albite twin lamellae can be followed undisturbed through all three zones (see Fig. 12). Occasionally there can be seen a pink surficial mineral (apparently secondary) which also gives an X-ray powder pattern identical to that of plagioclase.

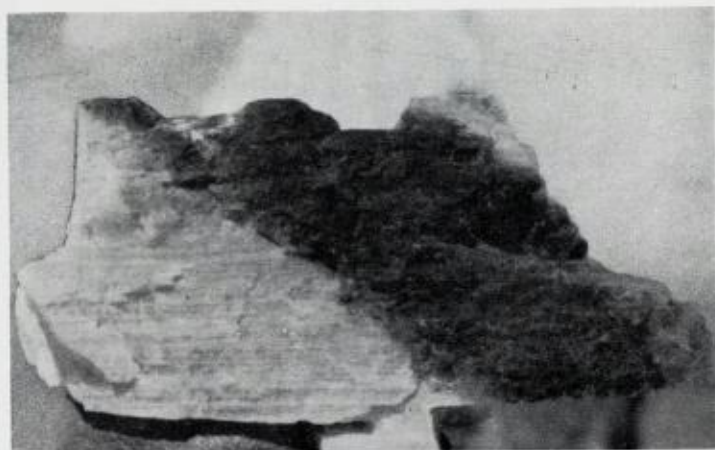


Fig. 12. Plagioclase pigmented by a black mineral with a brown border zone. Note that albite twinning continues through the pigmented area. Ca. $\frac{1}{2}$ natural size.

Plagioklas pigmentert med et sort mineral med brun randzone. Albittstripene kan man se fortsetter gjennom det pigmenterte område. Ca. $\frac{1}{2}$ størrelse.

Pyrite: FeS₂.

Pyrite is found only two places; as an accessory mineral in the farsundite, and in relatively large crystals in the younger dike crossing the pegmatite. The cubic crystal planes are often well developed.

Quartz: SiO₂.

Quartz is one of the minerals which is found all over Rømteland. From the farsundite through the graphic granite zone to the center of the pegmatite, the quartz grains increase in size from individual grains ca. 7 mm in size to a quartz mass of several tons. The colour is usually white (milky quartz). Hematite often gives quartz a red colour, especially near cracks. In the farsundite quartz occurs intergrown with feldspar as myrmekite. However, myrmekite is not frequent in the farsundite (R. Major, 1939).

In thin sections of the farsundite one sees that myrmekite becomes more abundant the nearer one approaches the pegmatite. It also becomes gradually coarser, eventually becoming visible macroscopically, and finally becoming so coarse that it is better called graphic granite.

If one of the radioactive minerals is in contact with the quartz the quartz takes on colours from black to grey to a weak reddish colour. Close to the radioactive mineral the colour is black. In thin-sections the quartz has undulating extinction, strongest in the graphic granite zone and weaker to both sides. Quartz is also to be found in beautiful crystals in druses, in which hematite can be seen covering the quartz. Elektrokjemisk A/S, Fiskå Verk, Kristiansand, has performed 3 analyses for A. Tverstøl, Lyngdal; sample 1: crystal quartz from druses, sample 2: ordinary white pegmatite quartz, and sample 3: black quartz (near radioactive minerals) (Table VI).

Table VI.

	Sample 1.	Sample 2.	Sample 2.
SiO ₂	99.90 %	99.85 %	99.68 %
Fe ₂ O ₃	0.05 *	0.08 *	0.18 *
Al ₂ O ₃	0.01 *	0.02 *	0.06 *
MnO	—	—	0.02
TiO ₂	0.005 *	0.005 *	0.005 *
CaO	0.005 *	0.005 *	0.005 *
MgO	0.005 *	0.005 *	0.005 *
Na ₂ O	0.03 *	0.05 *	0.06 *
K ₂ O			
	<hr/> 100.005 % <hr/>	<hr/> 100.015 % <hr/>	<hr/> 100.015 % <hr/>

Samarskite:

The minerals is not found in great quantity, but it occurs relatively frequently in the area. The colour is black to brown and the mineral is always surrounded by columbite.

Samarskite from Rømteland is metamict, but after heating it to more than 770° the samarskite structure returned. After heating the mineral to 800° C I got a diffuse X-ray pattern, but after heating to 1045° C the X-ray pattern was well defined. (See the films below.) The mineral was determined only by X-ray, and it must be mentioned that the pattern of fergusonite is very like the X-ray pattern of samarskite from Rømteland. (See the films below.)

I believe, however, that it is a samarskite. The surrounding envelope of columbite seems to indicate this.

The Rømteland samarskite occurs in the same zones as euxenite, but it is found more frequently in the quartz feldspar zone than in the

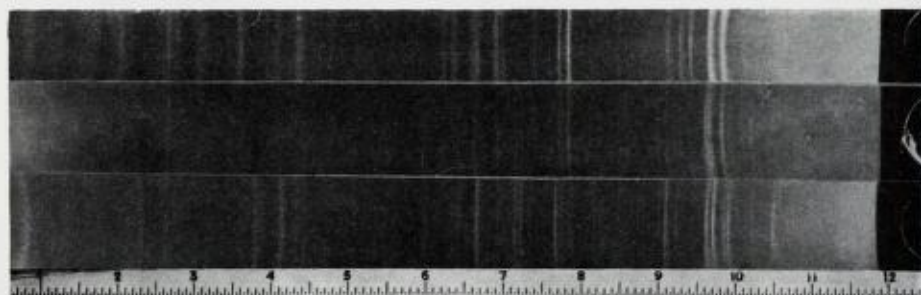


Fig. 13. X-ray powder patterns of samarskite and fergusonite.

- I. Fergusonite, Ljoslandsheia, Iveland, Setesdal, S. Norway, (1733). Heated to 1000° C.
- II. Samarskite, Rømteland (8132). Heated to 1025° C, 24 h.
- III. Samarskite, Dillingøy, S. Norway (1938). Heated to 1045° C.

Röntgenfilmer av samarskite og fergusonite.

mineralized zone. It is not found in crystals. The mineral is radioactive and other minerals (quartz and feldspar) are often dark when in contact with samarskite. The Ti content in the mineral was determined to be 2.5 % TiO_2 . Analyzed by E. Padget, NGU.

$n < 1.888$. Specific gravity = 5.240.

Spessartite:

The colour of this garnet is red-brown, $n = 1.800. \pm 0.002$. This garnet was also determined by X-ray. The cell size was calculated to be $a = 11.575 \text{ \AA}$. The cell size for pure spessartite is $a = 11.59 \text{ \AA}$ (Strunz, 1949). Maybe some Fe^{++} has replaced Mn^{++} , but the Rømteland spessartite may also have a little smaller cell size than a pure spessartite if the rare earths replace Mn^{++} . However, the Rømteland spessartite is close to pure spessartite.

The mineral is found in the mineralized zone, the quartz-feldspar zone, and also a little in the quartz one. The mineral occurs in contact with the later formed minerals samarskite and columbite, and it seems to me that the garnet also was formed at a late stage in the pegmatite history. It is always found in feldspar.

The largest garnet crystals are 4—5 cm across. Garnet is always found close to the younger dike crossing the pegmatite and is always crushed. It is reasonable to think that it was formed before the form-

ation of the dike, and was crushed during the formation of the dike. However, as mentioned earlier, it is found in contact with the radioactive samarskite, and it may have been crushed by the radioactivity of this mineral.

Specific gravity = 4.126.

Sphene (Titanite): CaTiSiO_5 with a secondary mineral.

Sphene occurs as an accessory mineral in the farsundite and the amphibolite, usually around ilmenite. It occurs in large crystals in the mineralized zone, and in the mineralized zones around amphibolites the mineral is found in great quantities. Because the mineralized zone inside the pegmatite seems to be more Y-rich than mineralized zones around the amphibolites, which seems to be Ce-rich, I have had quantitative spectrographic analyses made of the titanite from these two zones. See Table VII. Analyzed by Sentralinstitutt for Industriell Forskning.

Table VII.

<i>Sphene from the mineralized zones around the amphibolites</i>		<i>Sphene from the mineralized zones in the pegmatite</i>	
TiO ₂	29. %	TiO ₂	29.5 %
Y ₂ O ₃	0.52 *	Y ₂ O ₃	0.9 *
Yb ₂ O ₃	0.037 *	Yb ₂ O ₃	0.13 *

Maximum error is $\pm 5\%$ of the value given.

As can be seen there is a little bit more Y and Yb in the sphene from the mineralized zone in the pegmatite than in the sphene from the other zones.

In the mineralized zone sphene occurs in crystals larger than 10 cm and almost always together with biotite. I have also found sphene surrounded by euxenite, and it seems to me as though the sphene has been formed earlier than euxenite. The mineral has a brown luster, but often the surface is decomposed. Also along cracks in the mineral decomposition takes place, the desintegrated material being yellow to white powder. This powder is determined by X-ray to be *anatase*. Anatase is often pseudomorphic after sphene and ilmenite. According to Klockmann-Ramdohr (1954) the mineral is only found in crystals, but even with great enlargement it has been impossible for me to see crystal forms.

Sphene in small crystals is found in the mineralized zone around amphibolite. The size is usually 2—3 cm in length. The mineral is found here completely intergrown with molybdenite (see Fig. 10), and anatase is also found here as a secondary mineral.

Specific gravity of sphene from the mineralized zone in the pegmatite = 3.215.

Specific gravity of the sphene from the mineralized zone around the amphibolite = 3.453.

The mineral is optically (+), $2V = 30^\circ\text{—}45^\circ$, $r > v$. Pleochroism $\alpha = \beta = \gamma =$ colourless. $n_\alpha = 1.852$, $n_\gamma \approx 1.888$ (from amphibolite); $n_\beta = 1.888$ (from the mineralized zone).

Tengerite:

Tengerite is found as a secondary mineral on allanite at Rømteland. It occurs as a white luster on the surface of the allanite from the mineralized zone inside the pegmatite.

Thorite: ThSiO_4 .

Thorite occurs in the mineralized zone and in the quartz-feldspar zone. It is dark in colour and occurs in small quadrangular posts, mostly in feldspar, and close to euxenite. Quartz and feldspar are often dark coloured in contact with thorite. It is metamict, but after heating it to 770°C it can be identified by X-ray.

Specific gravity = 4.73. Optic index $n \approx 1.685$.

For thorite see also orangite, p. 163.

Uraninite: UO_2 with secondary minerals.

Uraninite is mostly found in the mineralized zone, but it occurs also in the graphic granite zone and in the quartz-feldspar zone. The colour is black. It is usually easy to find the mineral because of the characteristic zones of secondary minerals around it. The mineral is metamict but after heating it to 770°C I got the isometric uraninite pattern on X-ray.

The mineral is found in lumps up to ca. 300 g. Crystal planes are not seen because of the great deformation of the mineral. I think it unlikely that they exist. Most of the mineral is found inside wedges of biotite. Andersen (1926) mentions the same observation from the pegmatites. Feldspar and quartz are destroyed close to uraninite.

Specific gravity = 6.808.

Optic index $n > 1.888$.

In connection with uraninite secondary uranium minerals are developed. These secondary minerals always occur in a defined sequence. M. Sellevold (working with secondary uranium minerals in Norway) has found at Rømteland the same uranium minerals as I:

Black: Uraninite

Brown: Clarkeite

Red: Fuormarierite

Orange: Kassolite

Yellow and green: α -uranophane.

Kassolite is identified by Sellevold.

The minerals have the following formulae (Klockmann-Ramdohr, 1954):

Uraninite: UO_2

Clarkeite: $(\text{Na}_2, \text{Ca}, \text{Pb}): 3\text{UH}_3:3\text{H}_2\text{O}$

Fuormarierite: $\text{PbO}:4\text{UO}_3:5\text{H}_2\text{O}$ (probably $(\text{UO}_2, \text{Pb})\text{O}:\text{H}_2\text{O}$)

Kassolite: $\text{PbU}(\text{O}_2(\text{SiO}_4)) \cdot \text{H}_2\text{O}$

α -uranophane: $\text{CaU}_2((\text{OH})_3(\text{SiO}_4))_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$.

The minerals occur in this sequence. It seems to me as though the uraninite has been stable until the processes of albitization took place. The Na attacked uraninite and the first two secondary minerals clarkeite and fuormarierite were developed.

I do not think it is necessary to supply Pb, because during the decomposition of uranium Pb will be formed. For the formation of kassolite and uranophane it is, however, necessary to supply Ca and Si. The chemical reaction necessary for the formation of the minerals can be seen below in Fig. 14.

Optical data for the minerals: Clarkeite $n_\alpha \approx 1.888$, $n_\beta > 1.888$, $n_\gamma > 1.888$. Fuormarierite $n_\alpha \approx 1.888$, $n_\beta > 1.888$, $n_\gamma > 1.888$. Yellow α uranophane: optically (+), $2V \approx 30^\circ$, n_α somewhat < 1.644 , $n_\beta \approx 1.664$, n_γ somewhat < 1.674 .

Zircon: ZrSiO_4 .

Zircon is found in thin sections from the farsundite and from the pegmatite graphic granite zone. The zircon has a zonal structure at these places. It can be seen best under crossed nicols because of the play of colour in the mineral.

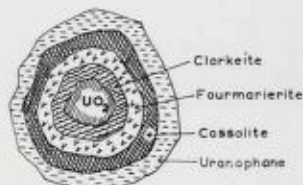
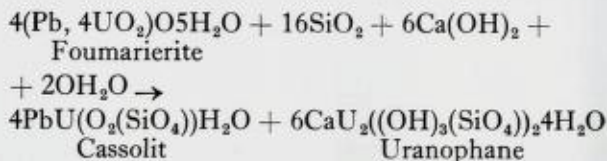
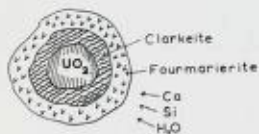
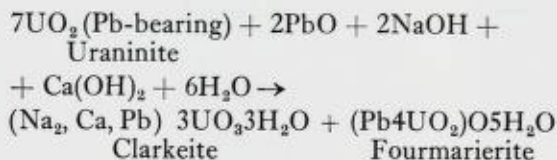
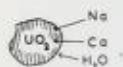


Fig. 14. The figure shows which elements have attacked uraninite together with the reactions which have occurred and their products.

Figuren viser hvilke elementer som har angrepet uraninitt, samt reaksjonene og nydannelsene som har funnet sted.

Zircon

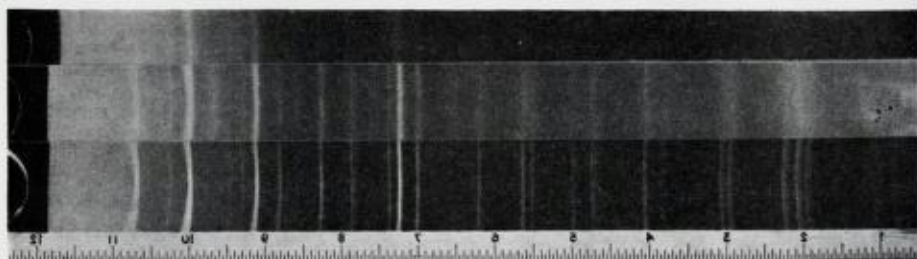


Fig. 15. X-ray powder patterns of malacon and zircon.
 I. Malakon, Rømteland (8282).
 II. Zircon, Rømteland (8393).
 III. Zircon, N. Stavern, S. Norway (3444).

Røntgenfilmer av malacon og zircon.

Zircon is also found in small crystals in the mineralized zones around the amphibolites. Here fresh zircon occurs together with malacon (see the films plate Fig. 15. See also malacon, p. 162). The zircon crystals can be up to 5 mm in length. Zircon occurs on the surface of the platy formed allanite, and the mineral must therefore be of later formation than allanite.

Optically: (+), $n_o \approx 1.888$, $n_e > 1.888$.

In Table VIII, p. 174 and 175 all of the minerals described are shown and it can be seen there in which zones the minerals occur.

Mineral paragenesis at Rømteland.

The two adjacent four component systems with the oxides:

$(Fe, Mn)O - Y_2O_3 - (Nb, Ta)_2O_5 - TiO_2 - SiO_2$.

Most of the minerals at Rømteland occur, as mentioned previously, in two different zones:

- 1) around the amphibolites, and
- 2) the pegmatite's mineral zone between the graphic granite and the quartz feldspar zone.

Inasmuch as the pegmatite has crystallized from a melt (see p. 142), it appears that these two zones have been formed simultaneously. Both zones of mineralization are virtually in contact with the unmelted amphibolite included in the pegmatite and the farsundite surrounding the pegmatite. In the case of the mineralized zone only the zone of graphic granite separates it from farsundite, and the mineralized zones around the amphibolites are in direct contact with amphibolites.

The minerals which occur in the two zones of mineralization are: the mineralized zone of the pegmatite; allanite (orthite), alvite, anatase, anorthite, biotite, columbite, euxenite, ilmenite, quartz, magnetite, microcline, muscovite, plagioclase, samarskite, spessartite, thorite, uraninite with secondary uranium minerals, (yttro) titanite. Around the amphibolite: allanite (orthite), apatite, biotite, bastnäsite, fluorite, ilmenite, quartz, magnetite, microcline, molybdenite, orangite, plagioclase, titanite (yttro) and malacon (zircon).

It would therefore appear that during the crystallization of the melt two main groups of elements have been separated from one another. They are: 1) a Ce rare-earth group with a little Y and Y rare-earths. This group occurs around the amphibolites. The minerals con-

cerned are: a great deal of allanite (orthite) with bastnäsite, and a little Y-bearing titanite. 2) an Y rare-earth group with a little Ce rare-earths. This group occurs in the mineralized zone of the pegmatite. The minerals concerned are: (yttro) titanite, euxenite, samarskite, and a little allanite (orthite). Inasmuch as the mineralization in the two zones is different each will be treated separately.

1) The zones of mineralization around the amphibolites.

As was mentioned earlier microcline is virtually never found, the reason being that the potassium is used up in sericitization of plagioclase in the amphibolite and alteration of hornblende to biotite. Plagioclase was formed early and is always present in large amounts. Ilmenite has also been formed very early. In sections (yttro) titanite can almost always be seen to surrounded ilmenite. This shows that (yttro) titanite is later then the ilmenite. Magnetite is assumed to be simultaneous with ilmenite (see p. 161), but the mineral must have been formed throughout a rather long period of crystallization because it is often found intergrown with fluorite. Fluorite has been formed rather late, as it often surrounds biotite.

Apatite has been formed very early, but has also been formed throughout a long period of time. In sections one sees the mineral included in biotite, but it is also found as crystals on platy formed allanite and together with magnetite and fluorite. Apatite also occurs in the amphibolite, but there only within other minerals. This indicates two generations of apatite.

Malacon (zircon) has been formed somewhat later than the platy formed allanite as it is very often found on the surfaces of the allanite. Molybdenite has also been formed after allanite, as it is almost always found as plates on the surfaces of allanite. It has been formed simultaneously with (yttro) titanite (see the mineral descriptions). Quartz and biotite occur in the same manner as plagioclase, all three minerals having been formed throughout a long period of crystallization. Around the amphibolites, however, the amount of quartz is small.

The phosphates monazite and xenotime have not been found. H. Bjørlykke (1935, p. 281) writes: "The study of the pegmatite minerals shows that in the ordinary magmatic pegmatites, all of the phosphoric acids has been combined with the rare earth elements forming monazite and xenotime; apatite has only been observed in a few of the dikes especially rich in Ca. At the same time excess of Y elements present will react with the niobium and the tantalum present. In these

compounds will also enter some Ti and the minerals formed by this reaction will depend on the relative amounts of the elements present in the magma.”

If I understand Bjørlykke correctly, his opinion must be that if in ordinary pegmatites *all* of the phosphoric acids combines with the rare earth elements forming monazite and xenotime, then in Ca-rich pegmatites the (Y-Ce)-phosphates must be formed before or, at the latest, simultaneously with the Ca-phosphate apatite, while any excess of P will react only with Ca to form apatite. An excess of Y or Ce will then react with Nb-Ta-Ti and Si and the other Y and Ce-minerals. (See also H. Bjørlykke 1937, p. 10.)

The pegmatite at Rømteland must be looked upon as a very Ca-rich pegmatite. Ca occurs in the following minerals near the amphibolite: (yttro) titanite, apatite, plagioclase, allanite, and fluorite. However, though both the minerals apatite and the Ce-silicate allanite occur here, monazite is impossible to find.

In ordinary magmatic rocks apatite is always supposed to be an early formed mineral. It seems to me as if the same is the case in the pegmatite. The concentration of Ca must have been so great that all P was used for the formation of apatite. In spite of the great concentration of Ce rare earths it seems that the amount of P was too little in relation to Ca. When all the P was used for formation of apatite much more Ca still remained.

It seems to me that P has greater affinity to Ca than to Ce rare earths. Andersen (1931) found the following for Karlstadgangen and Lindvikkollen: Apatite-euxenite and apatite-yttrotitanite. At Tangenbruddet he found apatite euxenite-columbite and orthite. None of these places has xenotime or monazite.

For the minerals in the mineralized zone around the amphibolite I have made the following observations. Plagioclase (An ca. 26 %) occurs most frequently, and together with quartz, microcline, and biotite must have been formed throughout the history of the pegmatite.

Ilmenite can in thin-section be seen to be surrounded by titanite, and must be an early formed mineral. It is completely intergrown with magnetite, and even after crushing it to a powder it is often impossible to separate them, giving on X-ray a pattern of both the minerals. At other places magnetite occurs together with fluorite.

Titanite, which must be of later formation than ilmenite, is found intergrown with molybdenit (see Fig. 10 p. 162) and these two mine-

Mineral	Period of crystallization	
	Primary minerals	Secondary minerals
Allanite	—————	
Apatite	—————	
Bastnäsité		-----
Biotite	—————	
Fluorite	—————	
Ilmenite	—————	
Magnetite	—————	
Molybdenite	—————	
Orangite	—————	
Plagioclase	—————	
Quartz	—————	
Titanite	—————	
Zircon	—————	

Fig. 16. Schematic representation of the order of crystallization around the amphibolites.

Figuren angir skjematisk mineralenes tid for utkrystallisasjon rundt amfibolittene.

rals must have been formed simultaneously. Allanite is formed earlier than these two minerals, because molybdenite often occurs on the surface of allanite. As a secondary mineral from allanite, bastnäsité is found.

Zircon (malacon) is formed later than allanite. The mineral often occurs around allanite, but I have never found the mineral inside allanite.

The sequence and periods of crystallization on the different minerals can then be seen in Fig. 16.

2. All of the minerals in the mineralized zone in the pegmatite are listed in Table VIII, p. 174 and 175.

The transition minerals in this zone are: quartz, alkali feldspar (microcline), plagioclase (An ca. 26 %), biotite, magnetite, and allanite.

Of the minerals remaining, yttrotitanite, euxenite, samarskite, and columbite, all of which contain more or less of the elements Y-Ti-Nb, seem to be interdependently related during crystallization.

To explain the crystallization of the minerals containing rare-earths Bjørlykke (1935, p. 296) has reached the following conclusions:

Y = the number of atoms of Y minus those necessary for the formation of xenotime.

M = The number of atoms of Nb (— Ta, Ti, W).

The proportion between these two is the basis for division into four types:

$Y:M > 1$, $Y:M = 1-0.5$, $Y:M = 0.5-0.3$ and $Y:M < 0.3$, which are divided into the groups:

a. Nb + Ta: Ti too high for the formation of euxenite,

b. Nb + Ta: Ti agrees with this ratio in euxenite,

c. Nb + Ta: Ti is less than this ration in euxenite.

$Y:M > 1$.

<i>a.</i>	<i>b.</i>	<i>c.</i>
thalenite	thalenite	thalenite
gadolinite	gadolinite	gadolinite
fergusonite	fergusonite	fergusonite
	euxenite	euxenite
		ilmenite
		ilmenorutile

$Y:M = 1-0.5$

<i>a.</i>	<i>b.</i>	<i>c.</i>
fergusonite	fergusonite	fergusonite
yttrotantalite	yttrotantalite	euxenite
samarskite	euxenite	ilmenite
		ilmeorutile

$Y:M = 0.5-0.3$

<i>a.</i>	<i>b.</i>	<i>c.</i>
samarskite	euxenite	euxenite
yttrotantalite		ilmenite
		ilmenorutile

$Y:M < 0.3$

<i>a.</i>	<i>b.</i>	<i>c.</i>
columbite	columbite	columbite
samarskite	ilmenite	ilmenite

In his discussion Bjørlykke, however, mentions that some combinations may be impossible, one of which is euxenite—samarskite.

In group *b*. $Y:M = 1-0.5$ the combination was fergusonite yttrotantalite, and euxenite. If it is possible to have the mineral combination fergusonite—euxenite and yttrotantalite, the combination samarskite—euxenite must also be possible. Chemically fergusonite and yttrotantalite do not have more Ti than samarskite, and in the

group $Y:M = 1-0.5$, *a.*, it can be seen that the relation $Y:(Nb, Ta)$ is inside the area which can give both samarskite and fergusonite.

I agree with Bjørlykke when he discusses the relation $Y:Nb, Ta:Ti$ as critical for the rare-earth minerals formation, but I do not agree with him when he says that the crystallization must have taken place inside the defined interval. In a three component system like this all different amounts of the three components must be considered possible, and it can not be right that the composition of the magma and the course of crystallization must be inside the boundaries set up by Bjørlykke.

If I use his system on the Rømteland pegmatite I have: enough Ti for the formation of ilmenite, yttrtitanite, and euxenite; enough Y for the formation of yttrtitanite, euxenite, and samarskite; and enough (Nb, Ta) for the formation of euxenite, samarskite, and columbite.

It is necessary to use following groups: $Y:M = 0.5-0.3$ *b.*, $Y:M < 0.3$, *a.* and *b.*

As can be seen three groups are necessary (yttrtitanite, which is not placed in these groups, is also found at Rømteland).

At Rømteland the minerals euxenite and samarskite also occur, which Bjørlykke suggested might be an impossible mineralogical combination. Samarskite and yttrantalite are said to be two closely related minerals. Samarskite is a Nb mineral with a little Ta, while the yttrantalite is a Ta mineral with a little Nb.

Bjørlykke (1935) has, at Ljosland 11, the minerals euxenite—yttrantalite, but no pegmatite with the paragenesis euxenite—samarskite.

At Tveit 3 Bjørlykke has found the following minerals: quartz, microcline, plagioclase, biotite, muscovite, garnet, beryl, bertrandite, columbite, samarskite, and monazite. Barth (1931) has described a pegmatite, called Tveit, which must be the same as the one Tveit 3 by Bjørlykke, but Barth (1931) mentions that following minerals are found: quartz, microcline, plagioclase, muscovite, garnet, beryl, bertrandite, ilmenorutile, columbite, samarskite, euxenite, molybdenite, and bismuthinite. As can be seen two minerals, euxenite and ilmenorutile, are not mentioned by Bjørlykke. (The mineral combination ilmenorutile—samarskite is also not possible, according to Bjørlykke, 1935, p. 297).

Bjørlykke (1939) has at Tangenbruddet the following paragenesis: *euxenite*, betafite, titanite, allanite, alvite, thorite and phenakite. (In 1937 he mentioned the occurrence of *columbite*, but not *euxenite*).

For the same pegmatite O. Andersen (1931) found the paragenesis: tourmaline, magnetite, hematite, apatite, pyrite, chalcopyrite, a mineral in druses which seems to be kaolin together with calcite, *columbite*, phenakite, alvite, thorite, (orangite), allanite and *euxenite*. (The combination *euxenite*—*columbite* is not possible according to Bjørlykke (1935).)

The pegmatite at Helle 1 is described by Bjørlykke (1939), and here the following minerals were found: *euxenite*, allanite, *fergusonite*, uraninite, thorite and *yttrotantalite*.

My opinion is that this review of several pegmatites shows that the parageneses:

euxenite—*yttrotantalite*,
euxenite—*samarskite*,
euxenite—*columbite*,

and also *ilmenorutile*—*samarskite* are not impossible. The mineral combinations are, as can be seen, observed at several places. To this list Rømteland can also be added with the paragenesis *euxenite*—*samarskite* and *columbite*.

Instead of using a three component system, as Bjørlykke did, I have put the minerals *ilmenite*, *columbite* — *tantalite*, *fergusonite*, *euxenite*, *samarskite* — *yttrotantalite*, *rutile* — *ilmenorutile*, *titanite*, *yttrotitanite*, *yttrialite*—*thalenite* into two four component systems. The five oxides used are: $(\text{Fe, Mn})\text{O}-\text{Y}_2\text{O}_3-(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$. See Fig. 17 a, p. 182.

The two adjacent four component system with the oxides:

$(\text{Fe, Mn})\text{O}-\text{Y}_2\text{O}_3-(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5-\text{TiO}_2-\text{SiO}_2$.

In the two adjacent four component systems I have shown all the minerals which are pertinent in this case. The minerals are placed in the systems according to their molecular proportions insofar as this is possible. *Ilmenite* (FeTiO_3) has one molecule of FeO and one of TiO_2 . This means that *ilmenite* will be placed at the mid-point between the pure oxides $(\text{Fe, Mn})\text{O}$ and TiO_2 . The same procedure has been followed for the other minerals. Between the minerals lines can be drawn, and the two four component systems will then be divided into

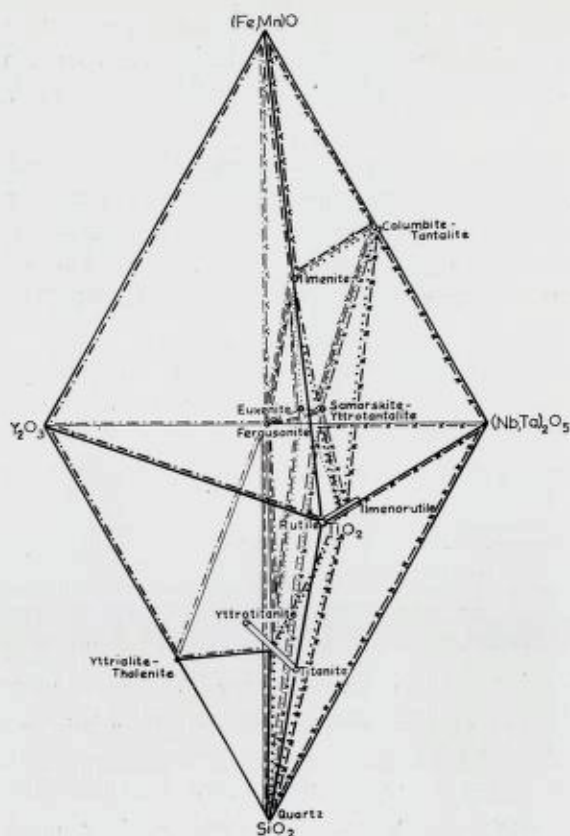


Fig. 17 a. Two adjacent four component systems consisting of the oxides $(\text{Fe, Mn})\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Y}_2\text{O}_3-(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5-\text{SiO}_2$.

To firekomponentsystem satt sammen av de fem oksydene $(\text{Fe, Mn})\text{O}-\text{TiO}_2-\text{Y}_2\text{O}_3-(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5-\text{SiO}_2$.

different volumes. As can be seen Fig. 17 b inside volume 1, it is possible to get the following paragenesis: thalenite—yttrotitanite, titanite—rutile, ilmenorutile—ilmenite—euxenite—fergusonite.

If the proportions of the components are such that the "magma" can be placed on a line between two minerals, then both of these minerals will be formed, but it will not be possible for the composition of the "magma" to move over into another volume. The minerals which can be formed in the different volumes can be seen below.

Volume 1: Ytttrialite—thalenite, yttrotitanite—titanite, rutile—ilmenorutile, ilmenite, euxenite, fergusonite.

Volume 2: Quartz, yttrialite—thalenite, yttrotitanite—titanite, fergusonite.

Volume 3: Columbite—tantalite, ilmenite, fergusonite, samarskite—yttrotantalite.

Volume 4: Columbite—tantalite, samarskite—yttrotantalite, rutile—ilmenorutile, quartz.

Volume 5: Columbite—tantalite, ilmenite, fergusonite, samarskite—yttrotantalite, euxenite, yttrotitanite—titanite, quartz.

Volume 6: Columbite—tantalite, ilmenite, samarskite—yttrotantalite, euxenite, rutile—ilmenorutile, yttrotitanite—titanite, quartz.

Let us for a moment assume that the minerals euxenite and samarskite can not occur together and see what this would imply concerning the two-component system represented by the join connecting these two minerals in Fig. 18. There are two possibilities. 1, a system in which the liquidus curve passes through a maximum (or minimum) between the two end members and in which the solubility (of euxenite in samarskite and vice versa — a function of the TiO_2 content) of the solid phase is greater (or less) than in the liquid phase (see Fig. 18). However, this would require a situation in which there was a structural change in a system miscible in all proportions. Analyses of the minerals also refute this possibility, euxenite having $\text{TiO}_2 > 20\%$ and samarskite $\text{TiO}_2 < 5\%$ (Dana, 1898) and at Rømteland euxenite having 23.5% TiO_2 and samarskite 2.4% TiO_2 . 2. a system in which there occurs a third mineral with a TiO_2 content intermediate between euxenite and samarskite, in which case the minerals euxenite and samarskite, clearly would not occur together. However, I know of no mineral of such composition, nor is any such mineral reported in the literature. As these two possibilities are the only ones which would not result in the co-existence of euxenite and samarskite, and as there are not supported by but rather confuted by experience, we must conclude that euxenite and samarskite can stably co-exist.

Euxenite and fergusonite can co-exist (e. g. Bjørlykke, 1935). However, fergusonite and samarskite are alike in the components which they contain, differing only in ratio Y: (Nb,Ta). If the composition w.r.t. Y:Nb and Ta:Ti is such that euxenite and fergusonite will form, one need only reduce the amount of Y in proportion to (Nb, Ta) and the association euxenite and samarskite *must* form. (In the absence of Ti the minerals fergusonite and samarskite will form.) Thus

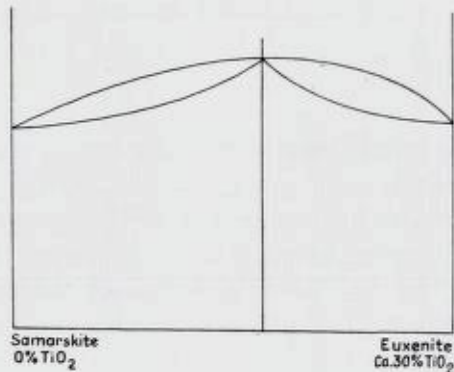


Fig. 18. The two component system Samarskite—Euxenite.

To komponentsystemet samarskite — euxenite.

by another line of reasoning we have arrived at the conclusion that euxenite and samarskite must be stable together.

Of course, insofar as one can assume that equilibrium has been attained — which seems likely — the fact that the associations euxenite—samarskite and euxenite—columbite have been observed is decisive.

It may be protested that samarskite and columbite do not belong to the same parageneses as euxenite, but for the pegmatite at Rømteland I believe that they do.

None of the three occurs in the graphic granite zone of the pegmatite. In the mineralized zone euxenite is quite abundant and samarskite rather rare. In the quartz feldspar zone euxenite becomes less abundant and samarskite more abundant. Columbite usually occurs around samarskite and is therefore assumed to be younger. However, this would suggest that euxenite began crystallizing out first, after which samarskite began crystallizing out, the two partly crystallizing out simultaneously. But as this is not decisively proved, a spectrographic analysis for Nb and Ta in the columbite from Rømteland was performed (at Sentralinstitutt for Industriell Forskning). This analysis showed that the columbite contains 76 % Nb₂O₅ and 2 % Ta₂O₅ (see the description of the mineral, p. 158) which indicates that the columbite from Rømteland is of magmatic and not of late hydrothermal origin (Nb being characteristic of magmatic and Ta of hydrothermal veins (see Bjørlykke, 1935; Goldschmidt, 1954)). Inasmuch as the columbite

crystallized from the magma, so must also the two earlier minerals have crystallized from the magma. In other words, the field observations and chemical data show that euxenite, samarskite, and columbite belong to the same period of crystallization and have formed in that order.

In order to check the reliability of the boundaries which I have given the volumes (Fig. 17 b). I have examined the descriptions of 48 pegmatites from Norway (Andersen 1931; Barth 1931; Bjørlykke 1939). All the mineral associations mentioned in these descriptions accord with the system I have set up. In some cases, when only two of the minerals within this system were mentioned, it is impossible to say into which volume the pegmatite falls. However, in a number of cases the volume could be determined with certainty. For example:

Tveit 3 (Barth, 1931): Ilmenorutile—columbite—samarskite—euxenite. Volume 6.

Rosås 1 (Bjørlykke, 1939): Thalenite, fergusonite, euxenite. Volume 1.

Rosås 3 (Bjørlykke, 1939): Thalenite, fergusonite, euxenite. Volume 1.

Støledalen 1 (Bjørlykke, 1939): Thalenite, fergusonite, euxenite. Volume 1.

Hundholmen (Bjørlykke, 1939): Thalenite, fergusonite, euxenite. Volume 1.

Helle (Bjørlykke, 1939): Euxenite, fergusonite, yttrotantalite. Volume 5.

(Later than 1939 columbite was identified at the Mineralogisk Museum in a sample from Hundholmen, but Neumann (personal communication) says that the thalenite and columbite probably belong to two different mineralizations and are not in paragenetic equilibrium.)

The mineral combinations yttrialite—thalenite, samarskite—yttrotantalite, and yttrialite—thalenite, columbite—tantalite which, according to my system, cannot occur together have not been observed.

Before I discuss the position of the pegmatite at Rømteland in this system I will simplify the system. First the Fe content in the minerals samarskite, yttrotantalite, and euxenite is ignored. These minerals then lie in the plane defined by $Y_2O_3-(Nb,Ta)_2O_5-TiO_2$. Second, the minerals rutile and ilmenorutile, and titanite and yttrotitanite are taken together and each pair considered as occupying only

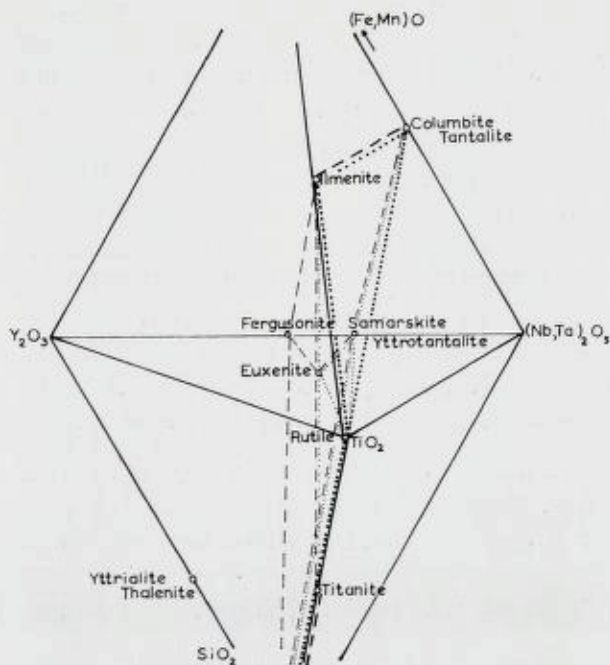
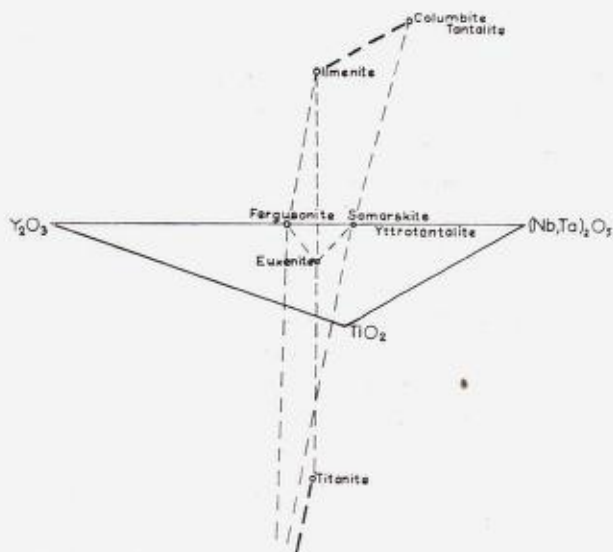


Fig. 19 a. A simplified part of Fig. 17 a; Fe content of samarskite and euxenite is ignored and rutile—ilmenorutile and titanite—yttrotitanite are combined.

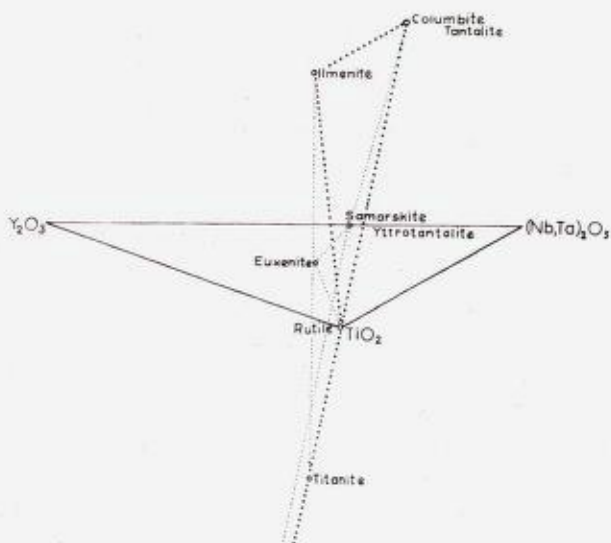
Et forenklet utsnitt av Fig. 17 a; for samarskitt og euxenitt tas ikke hensyn til Fe-innholdet. Rutil—ilmenorutil og titanitt—yttrotitanitt slåes sammen.

a point. The system then contains the following minerals: columbite—tantalite, ilmenite, fergusonite, samarskite—yttrotantalite, euxenite, rutile, (yttro)titanite, and yttrialite—thalenite (see Fig. 19 a). Volume 6 now contains: columbite—tantalite, ilmenite, euxenite, samarskite—yttrotantalite, rutile, and (yttro)titanite. Volume 5 contains: columbite—tantalite, ilmenite, fergusonite, samarskite—yttrotantalite, euxenite, and (yttro)titanite. The difference between them is that volume 6 contains rutile and volume 5 contains fergusonite. See Fig. 19 b.

The pegmatite at Rømteland contains the minerals: ilmenite, yttrotitanite, euxenite, samarskite, and columbite. It is, of course, not possible to represent the composition of the magma from which these minerals formed by a single point in the diagram (Fig. 19 a). Two points simultaneously, one in each of two four component systems, would be necessary.



Volume 5



Volume 6

Fig. 19 b. Figures are parts of Fig. 19 a.
 Figurene er utsnitt av Fig. 19 a.

The pegmatite at Rømteland apparently does not contain either rutile or fergusonite; despite careful search neither of them has been found. It seems, therefore, that the position of the two points necessary to represent the composition of the magma must lie in the plane defined by the minerals which were found at Rømteland, i. e. the plane which is common to both volume 6 and volume 5.

This may be seen more easily by considering only the three component system Y_2O_3 - $(Nb,Ta)_2O_5$ - TiO_2 , thus ignoring both FeO and SiO_2 . In this plane the composition of the magma is represented by a point along the join between euxenite and samarskite (Fig. 19 a).

The order of crystallization of the minerals involved in the diagram (Fig. 21) which have been found at Rømteland is apparently: ilmenite, yttrotitanite, euxenite, samarskite, and columbite, as implied by the following evidence.

Ilmenite is found in the farsundite, in the graphic granite zone, in the mineralized zone, and in the quartz feldspar zone. In thin-section it is almost always seen to be surrounded by titanite, and the largest crystals of titanite always occur close to ilmenite.

In one large crystal of euxenite the euxenite was seen to surround titanite and alvite.

The contact relations between euxenite, samarskite, and columbite have been previously described (p. 184), and the conclusions was reached that they crystallized in the order named.

The relative change in the concentration of the oxides TiO_2 , Y_2O_3 , and Nb_2O_5 with time resulting from this sequence of crystallization is diagrammatically shown in Fig. 20.

As ilmenite crystallizes out the TiO_2 content in the magma will decrease relative to Y_2O_3 and Nb_2O_5 . Later, as yttrotitanite also begins to crystallize out the Y_2O_3 content in the magma will increase less than Nb_2O_5 in relation to TiO_2 . Eventually the ratios of the oxides $TiO_2:Y_2O_3:Nb_2O_5$ will reach 1:2:3, and euxenite will begin to crystallize. Later, after the TiO_2 content has been strongly reduced and while the ratio $Y_2O_3:Nb_2O_5$ remains $\approx 2:3$ samarskite will form. In time the Y_2O_3 will be used up and the magma is left with an excess of Nb_2O_5 ; columbite is then formed as the last mineral of the series. See Fig. 22.

With respect to the entire mineral assemblage in the mineralized zone the following can be said. Quartz, microcline, plagioclase, and biotite together with magnetite and ilmenite are minerals which have

Diagram showing the dependence of crystallization of the ratios between the oxides $(\text{NbTa})_2\text{O}_5\text{—Y}_2\text{O}_3\text{—TiO}_2$. The minerals are arranged from left to right in the order of their appearance in the paragenesis

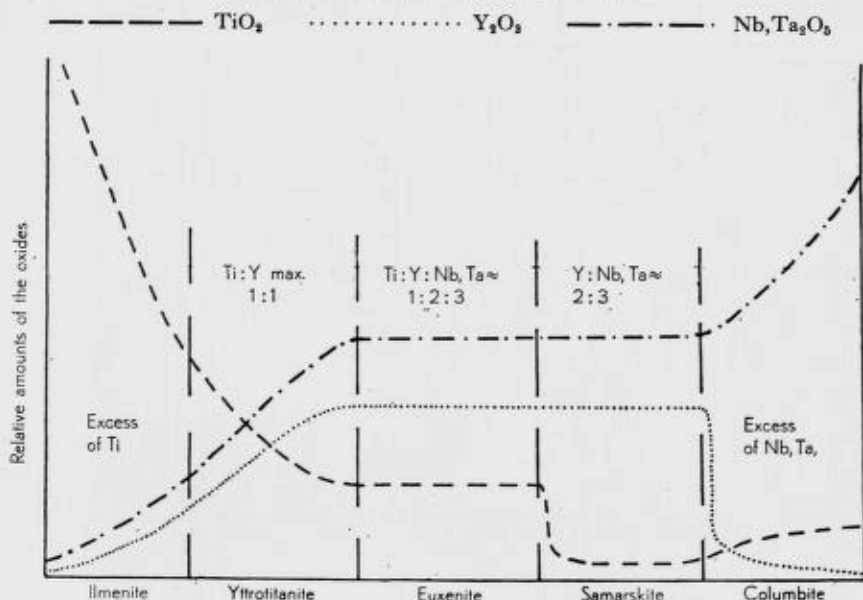


Fig. 20. The figures show the relative concentration variations of $(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5\text{—Y}_2\text{O}_3\text{—TiO}_2$ during crystallization.

Figuren angir de relative konsentrasjonsvariasjoner av oksydene $(\text{Nb, Ta})_2\text{O}_5\text{—Y}_2\text{O}_3\text{—TiO}_2$ under utkrystalliseringen.

crystallized throughout the entire period during which the mineralized zone formed, having been found in the surrounding farsundite and all of the zones of the pegmatite. Allanite is also found throughout the pegmatite and, through rare in all of the zones, occurs in large crystals in the mineralized zone. Yttrotitanite, which began crystallizing after ilmenite and gradually supplanted it, also began crystallizing later than the first biotite; it can often be found in the acute angle formed by wedges of biotite flakes (see also titanite, p. 169). Alvitte is apparently simultaneous with yttrotitanite and earlier than euxenite. Together with euxenite occur fine, tetragonal crystals of thorite. The age relations between these two is uncertain, though they appear most likely to have formed at the same time. Together with these two occurs uraninite which was formed later than biotite. Uraninite seems to be

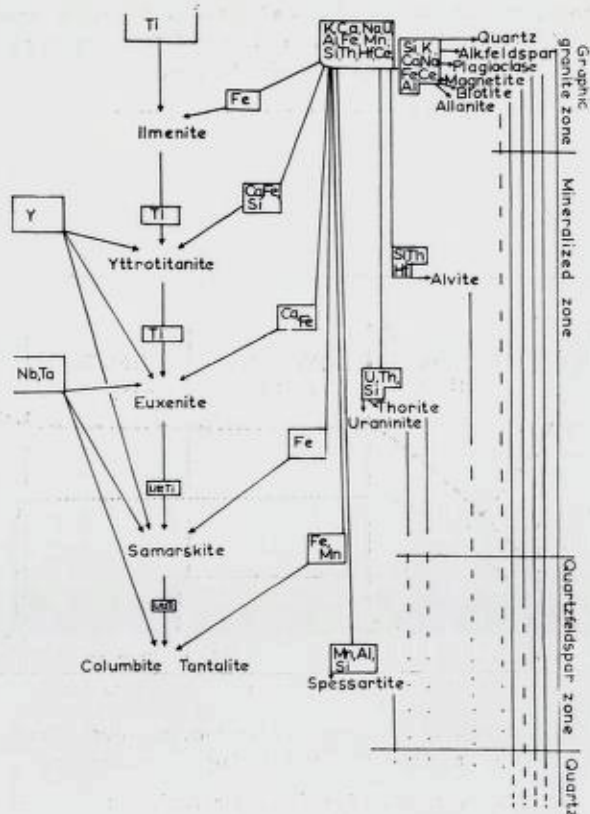


Fig. 21. Diagram showing the course of crystallization of the minerals in the zones of the pegmatite.

Skjematisk fremstilling av utkrystalliseringen for mineralene i pegmatittens hovedsone.

associated with biotite and is very often found in the acute angle formed between biotite flakes. Yttrotitanite occurs in a similar fashion, but is also often found within biotite flakes. It seems to me that uraninite is somewhat later than yttrotitanite.

Together with samarskite and columbite I have found spessartite. It appears to be the case that in the latest period of the magmatic history of the pegmatite there has been a great concentration of Mn which has resulted in the formation of the minerals columbite and spessartite.

The magma at the close of crystallization will have been enriched in fugitive materials such as H_2O and CO_2 . One passes then over into the hydrothermal phase which has led to the formation of the young, cross-cutting dike (see p. 142).

The order and periods of crystallization of the minerals in the pegmatite, excluding the mineralized zones around the amphibolites and the hydrothermal phase, are shown diagrammatically in Fig. 21.

Sammendrag.

Diskusjon over mineralparagenesen i pegmatitten på Rømteland.

Pegmatitten som her er beskrevet ligger på Rømteland, ca. 7 km V for Vigeland i Vest-Agder fylke, Syd-Norge. Feltobservasjoner er gjort sommeren 1955 og 1956 og laboratoriearbeider er blitt utført under ledelse av prof. Dr. Tom F. W. Barth, og Dr. H. Neumann.

Pegmatitten på Rømteland ligger i en kvarts-monzonitt (farsunditt), som innehar følgende mineraler: Kvarts, mikroklin, plagioklas, hornblende og biotitt. Accessoriske mineraler: Muskovitt, myrmikitt, titanitt, zirkon, apatitt, magnetitt, ilmenitt og svovelkis. Farsunditten er i øst og i sydvest i kontakt med gneis. (Se kart side 128). Ca. 3 km syd for Rømteland får farsunditten og pegmatitten en mere gneispreget struktur. Gneisene, farsunditten og pegmatitten har blitt aldersbestemt. Metoden har vært alkalifeltspat og biotittens kalium som går til argon. Resultatene av aldersbestemmelsene se side 128. Videre har det fra pegmatitten vært gjort aldersbestemmelse av uraninitt, euxenitt og thoritt fra Rømtelandpegmatitten. Se side 129. Konklusjonen av aldersbestemmelsene har vært at metoden kalium til argon er lite å stole på i dette område som tildels er sterkt tektonisert. Argonet er flyktig og vil under tektoniseringen forsvinne.

Historikk.

Av pegmatittens nåværende eier A. Tverstøl, Lyngdal har jeg fått oppgitt følgende data angående pegmatittens historie. Pegmatitten ble i perioden 1916—1922 drevet av Gustav Lundevoll, Vennessla. Han drev fra uthuset (se perspektivtegning side 132), horisontalt innover i fjellveggen d.v.s. mot øst. Feltspaten var av god kvalitet, men mengden som ble tatt ut oversteg neppe 500 tonn. Driften ble sluttet 1922 og lå nede til 1930.

I 1930 gjenopptok Johannes Torjussen, Sør-Audnedal driften. Til 1940 regner man at også han tok ut ca. 500 tonn feltspat.

I 1953 ble eiendommen med bruddet kjøpt av A. Tverstøl. Gruben ble straks rensert opp og kjørevei lagt frem til bruddet. Innen årsskiftet ble 150 tonn feltspat tatt ut. I løpet av 1954 og 1955 ble det drevet ut ca. 800 tonn feltspat og 700 tonn kvarts. Driften måtte ved årsskiftet 1955/56 stoppes p.g.a. sykdom. Den samlede mengde feltspat som er tatt ut på Rømteland er da ca. 1950 tonn mens den samlede solgte kvartsmengden minst er 700 tonn. Nedfaringen er 52 m nord for pegmatittens tilsykekomst i dagen. Da gruben sist ble drevet arbeidet de på ca. 13,5 m dyp. 5 m under begynnende nedfaring har man mot øst et lite tverrslag hvor man i hengen blant annet har en kraftig mineralisert sone.

Beskrivelse av pegmatitten.

Pegmatittens mineralogi er meget lik farsundittens, bortsett fra av at hovedmineralene bytter hornblende og biotitt plass. Pegmatitten har nesten bare biotitt. Videre opptrer mange sjeldne mineraler i pegmatitten se Tabell side 174 og 175. Pegmatittens kontakt med farsunditten er nesten alltid helt jevn, men enkelte steder sender pegmatitten utløpere ut i farsunditten. Disse utløperne skiller seg markert ut makroskopisk i fjellveggen som grovkrystallinske årer. Utløperne blir smalere jo lenger bort fra pegmatitten en kommer.

I dagen kan pegmatitten sees langs en vegg av farsunditt som stryker nord 385° , fall ca. 85° mot vest. Farsundittveggen reiser seg opp fra overdekket, ca. 15 m høy og flere hundre meter lang. Se perspektivtegning side 132. Pegmatitten kan følges ca. 68 m i dagen, mektigheten tiltar mot nord.

Nedfaringen er lagt helt i nordenden av pegmatitten.

Pegmatitten viser en jevn overgang til farsunditten. Dette gjelder ikke bare makroskopisk, men også ved studier av slip får man en helt jevn overgang fra farsunditten til pegmatitten.

1. Kornstørrelsen av de forskjellige mineraler tiltar jevnt inn imot pegmatitten.

2. Myrmekitt som has jevnt fordelt i farsunditten har man også i nærheten av pegmatitten og innover mot denne blir myrmekitten grovere og grovere inntil man er i skriftgranittsonen i pegmatitten. Her er det makroskopisk skriftgranitt man har av kvarts og mikroclin.

3. Hornblende blir det mindre av jo nærmere man kommer pegmatitten. I pegmatitten har jeg kun ett sted funnet hornblende og da i meget store krystaller. Tilsvarende øker biotittmengden inn imot pegmatitten og i denne er det praktisk talt bare biotitt. Også kornstørrelsen tiltar for biotitt. Pegmatitten ligger i en svakhetssone i farsundtitten.

Ca. 16 m nord for nedfaringen forsvinner pegmatitten i dagen under overdekket, og herifra er det umulig å finne den igjen lenger nord. Av terrenget kan den gå to veier, enten fortsette nordover i samme retning, d.v.s. nord 385° , eller svinge mot vest nord 340° , d.v.s. nedover mot myren. Det synes for meg som det siste er det riktige samtidig som den kryper mot dypet. Det synes som man har en pegmatittkropp. Pegmatitten er sterkt sonebygd, men tykkelsen av de forskjellige sonene kan variere fra sted til sted.

Fra farsundtitten mot pegmatitten has følgende soner, nærmest farsundtitten en skriftgranitt-sone med gjennomsnittlig mektighet ca. 5 m. Mineralene som er funnet i skriftgranittsonen kan sees i Tabell nr. VIII, side 174 og 175.

Skriftgranitten har igjen en helt jevn overgang til en kraftig mineralisert sone i pegmatitten. Skriftgranitten forsvinner etter hvert og man får i steden adskilt kvarts, mikroklin og plagioklas. Fra denne sonen skyter det så ut årer som går gjennom skriftgranittsonen og ut i farsundtitten. Mineralene i den mineraliserte sonen kan sees i Tabell nr. VIII side 174 og 175. Den gjennomsnittlige tykkelsen av denne sonen er ca. 4 m.

Mineralen i denne sonen forsvinner og vi får en jevn overgang til kvarts-feltspatsonen hvor de enkelte stolper av kvarts og feltspat kan bli meget store. Mineralene i denne sonen er satt opp i Tabell VIII side 174 og 175. Mektigheten av kvarts-feltspatsonen er ikke med enn 8 m. Mer sentralt i pegmatitten, forsvinner mikroklin og plagioklas og en får som en central sone en kvartsmasse. Mektigheten av denne er det umulig å uttale seg om.

I og utenfor pegmatitten opptrer amfibolittklumper eller drag. Klumpene ligger noe uorientert og er alltid omgitt av en kraftig mineralisert sone. Mineralene i sonene rundt amfibolittene kan sees i Tabell nr. VIII side 174 og 175.

I pegmatittens nordlige del has en yngre gjennomsettende gang. Denne stryker nord 300° , fall ca. 80° syd.

Gangen er svært rik på mikroklin og kvarts. Videre finner man i denne klumper av fin sukkerkornet albitt. For øvrig se Tabell nr. VIII

side 174 og 175. I en liten spalte i denne gangen har jeg som det senest dannete mineral funnet palygorskitt.

I pegmatitten opptrer i flere druserom, hvor man finner kvarts i pene krystaller, kloritt, klar gul kalkspat, og et leirlignende mineral som en mass. Kvartskrystallene finnes her ofte med hematittovtrekk.

I sonen mellom skriftgranittsonen og farsundditten viser mineralene sterkt undulerende utslukning, men denne avtar såvel innover i pegmatitten som ut i farsundditten. Parallelt med denne oppknusning har man en sterk albittisering av plagioklasen. Albitt ligger som en sone rundt plagioklas og i sprekker i denne, se foto side 135. Alkalifeltspaten er ikke albittisert tilsvarende.

I pegmatitten er det funnet over 40 forskjellige mineraler som kan sees i Tabell nr. VIII side 174 og 175.

Temperaturbestemmelser er gjort for å forsøke å forklare pegmatitten dannelse, se Tabell nr. III side 136 og 137. Replacement, hydrothermal og magmatisk diskusjon er blitt ført for å forsøke å forklare dannelsen. Konklusjonen som er blitt tatt er at farsundditten som hadde en temperatur meget nær smeltepunktet, på enkelte steder har smeltet opp. Et av disse stedene er Rømteland. En mulig forklaring for lokal oppsmeltning kan være en anriking av radioaktive elementer.

Smelten har større volum enn de opprinnelige krystaller har. Resultatet har vært at farsundditten nær pegmatitten har sprukket opp og er fylt med et smeltet materiale som nå kan bli sett som årer som skyter ut i farsundditten fra pegmatitten. Det første som smelter opp er en eutektisk blanding av kvarts og feltspat. Denne blanding opptrer nå som skriftgranittsoner mellom pegmatitten og farsundditten. Etter at området igjen ble avkjølt har en kalirik løsning beveget seg ut i farsundditten og ut i amfibolitten fra pegmatitten. Plagioklas er blitt serisitisert og hornblende omvandlet til biotitt. Begge disse prosesser kan forklares ut fra den samme kalirike løsningen. Se de kjemiske ligninger side 138 og 139. Denne omdannelsen avtar bort fra pegmatitten. Ved å anta en langsom avkjøling av området kan også den sonare strukturen bli forklart. Da ekspansjonen under smeltningen førte til at noe av smelten ble injisert inn i farsundditten (årene som er nevnt ovenfor) vil det gjenstående materiale når det igjen utkrystalliserer innta en mindre plass enn det opprinnelige volum. Druseromet kan av den grunn forklares. Restløstningen etter en slik krystallisasjon vil være en meget sur plagioklas, som nå kan sees i den yngre gang som krysser pegmatitten. Temperaturen i denne gangen og også

mineralparagenesen indikerer en hydrotherm dannelselse for denne. En tektonisering av pegmatitten fant sted ved ca 450°—460°, og en natriumrik hødrothermal løsning har beveget seg inn i og krystallisert i alle sprekker. Denne rekrystallisering har opptrådt samtidig med dannelsen av en yngre gjennomsettende gang.

Tiden for de forskjellige mineralers utkrystallisasjon har vært diskutert i detalj, spesielt systemet TiO_2 - Y_2O_3 -(Nb,Ta) $_2O_5$ -(Fe-Mn)O-SiO $_2$. Den fullstendige paragnese er vist skjematisk i Fig. 21 side 190 og Fig. 16 side 178.

References.

- Andersen, Olaf*, 1926. Feltspat I. Norges geologiske undersøkelse. No. 128 A, 1926.
- 1928. The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. Norsk Geol. Tidsskr. B.X. h. 1—2. 1928.
- 1931. Feltspat II. Norges geologiske undersøkelse. No. 128 B, 1928.
- 1931. II. Discussions of certain phases of the genesis of pegmatites. Norsk Geol. Tidsskr. B. XII, 1931.
- Antun, Paul*, 1956. Sur une Palygorskite d' Ana-Sira (Norvège du Sud). Norsk Geol. Tidsskr. B. 36, h. 1. Bergen 1956.
- Barth, Tom F. W.*, 1928. Zur Genese der Pegmatite im Urgebirge. N. Jahrbuch. f. Min. etc. A Min. Petr. 1928.
- 1931. Feltspat III. Norges geologiske undersøkelse. No. 128 B. 1931.
- 1945. Geological map of the western Sørland. Norsk Geol. Tidsskr. 25, 1945.
- 1956. Studies in gneiss and granite I & II. Det N. Vid.sk.-Akad. i Oslo. I. Mat.-Naturv. kl. No. 1, 1956.
- Bjørlykke, Harald*, 1935. The Mineral Paragenesis and Classification of the Granite Pegmatites of Iveland, Setesdal, Southern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. B. 14, h. 3—4. 1935.
- 1937. Mineral Parageneses of some Granite Pegmatites near Kragerø, Southern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. B. 17, 1937.
- 1939. Feltspat V. Norges geologiske undersøkelse. No. 154. Oslo, 1939.
- Cameron, E. N., Jahns, R. H., McNair, A. H. and Page, L. R.*, 1949. Internal Structure of Granite Pegmatites. Econ. Geol. Publ. Co. Urbana, III, 1949.
- Dana*, 1898. A system of Mineralogy.
- 1932. Textbook of Mineralogy. John Wiley and Sons, London, 1932.
- Doelter, C.*, 1918. Handbuch der Mineralchemie. Band III. Theodor Steinkopff, Dresden und Leipzig.
- Eckermann, Harry von*, 1925. Molecular Proportions.
- Fersmann, A.*, 1931. Über die Geochemisch-Genetische Klassifikation der Granitpegmatite. Sonderdruck aus Min. und Petr. Mitt. B. 41. H. 1.

- Forbes, O. og Dahll, T.*, 1855. Mineralogiske iakttagelser omkring Arendal og Kragerø. Nytt Magazin for Naturvidenskabene. B. 8. 1855.
- Goldschmidt, V. M.*, 1954. Geochemistry. Oxford at the Clarendon Press. 1954.
- Goldsmith, I. R. and Laves, F.*, 1954. The microcline-sanidine stability relations. Geochim. et Cosmochim. Acta Vol. 5, no. 1. Jan. 1954.
- Klockmann-Ramdohr*, 1954. Lehrbuch der Mineralogie. Ferd. Enke Verlag. Stuttgart. 1954.
- Kulp, J. L. and Eckelmann, W. R.*, 1957. Discordant U-Pb ages and mineral types. The Amer. Min. Vol. 42. March-April. Nos. 3 and 4. 1957.
- Major, R.*, 1939. Kvartsmonzonitten ved Lyngdal. Hovedfag. oppg. ved Univ. i Oslo, 1939.
- Ramberg, H.*, 1952. The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. The University of Chicago Press.
- Strunz, H.*, 1949. Mineralogische Tabellen. Zweite Auflage, Leipzig, 1949.
- Sverdrup, T.*, 1957. En mineralogisk og petrografisk undersøkelse av en syd-norsk pegmatitt i kvartsmonzonitten farsunditt ved Rømteland i Vest-Agder fylke. Universitetet i Oslo, 1957.
- Sverdrup, T., Bryn, K. Ø. and Sæbø, P. C.*, 1959: Bastnäsite, a new mineral from Norway. Norsk Geol. Tidsskr. 1959.
- Wasserburg, G. J., Hayden, R. J. and Jensen, Kenneth, J.*, 1956. A⁴⁰-K⁴⁰ dating of igneous rocks and sediments. Geochimica et Cosmochimica Acta. Vol. 10.
- Winchell & Winchell*, 1951. Elements of optical Mineralogy. Wiley & Sons, London. 1951.

Pegmatittene ved Liverud og Gulliksrud ca. 5 km øst for Kongsberg, Øvre Eiker.

Av

THOR L. SVERDRUP og PER CHR. SÆBØ.

Med 3 tekstfigurer.

Innledning.

De beskrevne pegmatitter ligger innenfor det området som av A. Bugge (1937) og på kartbl. Eiker (1935) er beskrevet og avmerket som "pegmatittganger". Det er klart at det i dette tilfelle ikke er tale om en pegmatittgang, men et pegmatittinfrisert område innenfor gneiskomplekset. Pegmatitten(e) som vi har undersøkt i dette området er større "linsjer", men det forekommer i omgivelsene til disse alle størrelser helt ned til cm store. Liverud ligger i sydenden av det pegmatittiske drag. Det kan nevnes at den eneste større pegmatitten i området som har vært i produksjon (Gulliksrud, Andersen 1926 og 1931) ligger i nordenden av det samme draget. (Se oversiktskartet Fig. 1.)

Pegmatittbeskrivelse, Liverud 1.

Pegmatitten danner overflaten på en fjellrabb. Denne er imot nord overdekket av skog og vegetasjon, men det er tvilsomt om forekomsten strekker seg nevneverdig i denne retning. Den snevrer seg markert inn før overdekket. Mot vest dekkes den av myr, mot syd av overdekke og vegetasjon, men i denne retning er grensen sikkert fastlagt p.g.a. en brattkant i pegmatitten imot gneis. Kontakten mellom pegmatitten og sidebergarten kan følges på østsiden. Sidebergarten er her en amfibolitt med et svakt gneispreg. Pegmatitten har ovenfra et linsepreg, med størst lengde $N = 230^\circ = 40$ m og største bredde $= 32$ m. (Se Fig. 2.)

Sidebergarten som dels er gneis, dels amfibolitt (båndgneis), har et markert vestlig fall på $30-40^\circ$ og stryker $N 235^\circ$. Ved å studere kontaktforholdene mellom denne båndgneisen og pegmatitten går det tydelig frem at pegmatitten i fjellrabben ligger over gneisen og med samme fall som denne. D.v.s. at også pegmatitten faller $30-40^\circ$

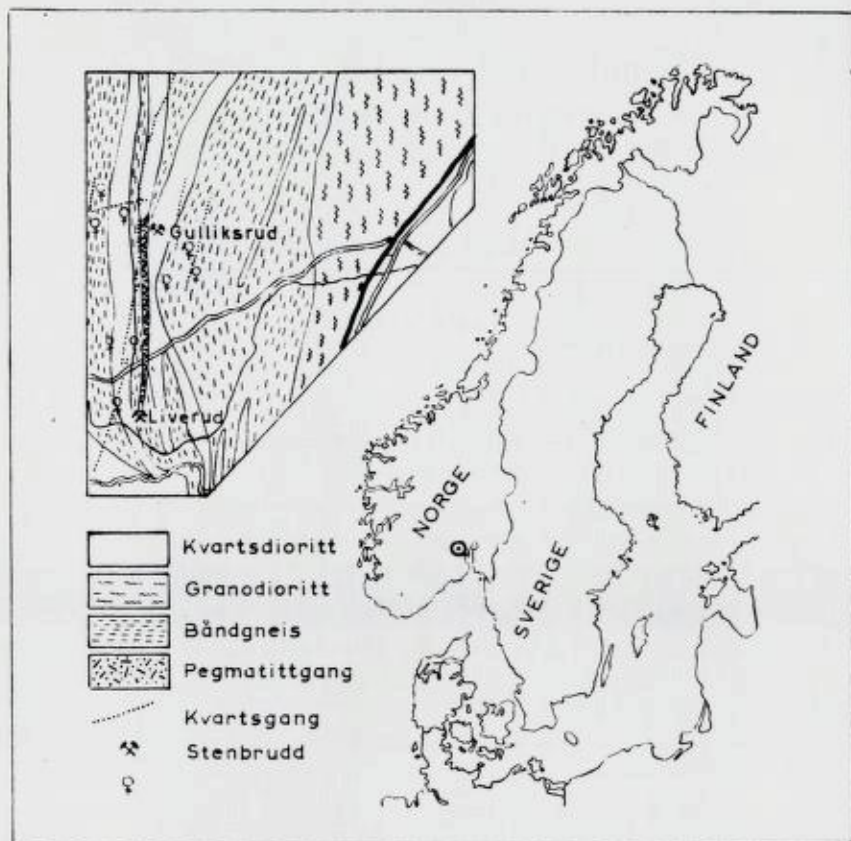


Fig. 1. Nøkkelkart som viser pegmatittens beliggenhet og utsnitt av geologien i området. (Etter A. Bugge 1935.) Målestokk 1:100 000.

Key map showing the location of the pegmatite and the geologic setting of the area. (After A. Bugge 1935.) Scale 1:100 000.

V. Det er altså ikke en dyptgående linse en har for seg her, men en flattliggende pegmatittlinse konformt gneisen. (Se Fig. 2.)

Driften av pegmatitten.

Pegmatitten har vært drevet inn fra nord i skjæring, men det er lite trolig denne driften har vært økonomisk lønnsom (Brudd 1). Da driften senere ble gjenopptatt, gikk de ned med en synk i nordenden av forekomsten. Etter ca. 4 m kom de ned i båndgneisen. Etter strøk

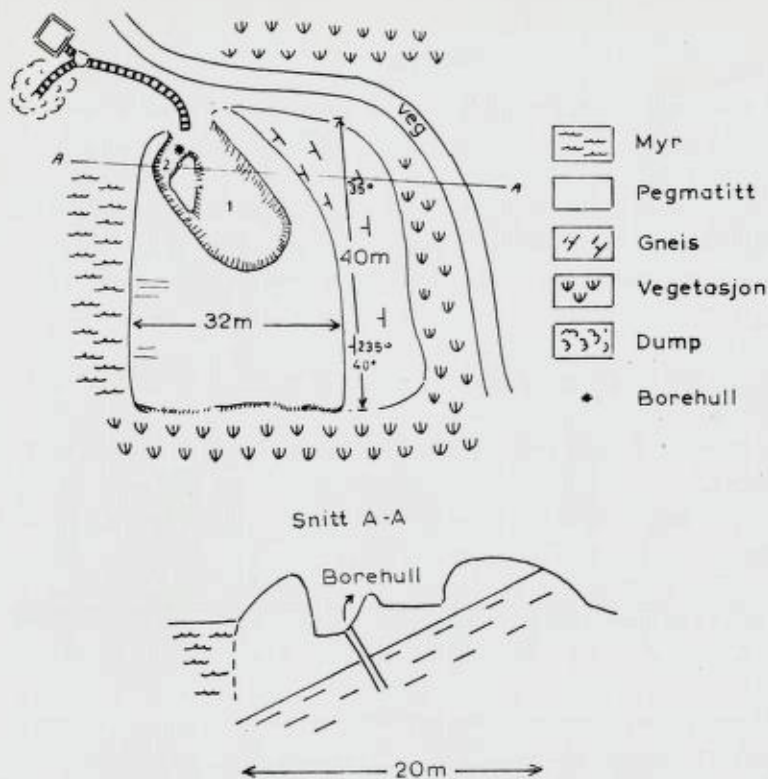


Fig. 2. Skisse som viser pegmatittens (Liverud I) form, og snitt A-A gjennom denne som viser hvorledes den ligger i båndgneisen.

Scetch map showing the form of the pegmatite (Liverud I) and section A-A shows its position in the banded gneiss.

og fall på pegmatitten fant vi dette helt naturlig, og det er tvilsomt om forekomsten noen steder har en vertikal mektighet større enn ca. 6 m.

Strukturen i pegmatitten.

Samtidig med at pegmatitten har et kakeformet preg med markert vestlig fall er den også sterkt tektonisert, og det er vanskelig å finne større stykker av kvarts og feltspat. Dette forårsaket en svært kostbar drift da mye tid gikk bort til skeiding, samtidig med at feltspaten ble svært småfallen. Sleppene er belagt med et sort overtrekk (hematite m. m.).

Mineralbeskrivelse.

Følgende mineraler er funnet i pegmatitten: Albitt, biotitt, granat, hematitt, kalkspat, kloritt, kvarts, mikrokline, muskovite og plagioklas.

Albitt. Mineralet opptrer som pertitter i mikroklin, men hvor denne er sterkt oppsprukket p.g.a. tektonisering avfarges den gråfargete mikroklin da albittmaterialet presses ut og avsettes igjen som albitt på sleppene. Mikroklinen får samtidig et melkeaktig utseende. Natronfeltspaten på sleppene har et rød-gult utseende, og er sikkert en sekundær dannelse.

Biotitt forekommer som et primært mineral jevnt fordelt i pegmatitten.

Granat, er lite frisk, (chloritisert) og opptrer sporadisk i pegmatitten.

Hematitt er et ren sekundærmineral. Det opptrer på sleppene. Det samme er tilfelle med *kalkspat*.

Kloritt. Mineralet er dannet på bekostning av biotitt, og finnes praktisk talt over alt sammen med denne.

Kvarts er et av hovedmineralene i forekomsten. Sterkt tektonisert, og dannet såvel primært som sekundært.

Mikroklin. Pegmatittens kalifeltspat er en grovgitret mikroklin-pertitt av en helt uvanlig karakter. De tidligere nevnte lyse flekkene sammen med den mørke, skittengrå fargen, gjør at mineralet avviker sterkt fra de vanlige lyse rødgule mikroklin-pertitter. (Se albitt.) Den reneste feltspaten anstår i sydvestveggen av synken, i et opp til $\frac{1}{2}$ m mektig flattliggende parti. Laget er helt begrenset av slepper. Feltspatens opptreden har derfor ingen ting med en primær soning i pegmatitten å gjøre.

Analyse på mikroklinen viser en meget ren K-feltspat, (se analyse under) og om den sure plagioklas en finner i pegmatitten er dannet samtidig med denne mikroklinen tyder det på en «lav termal» dannelse av forekomsten (Barth 1937 og 1956). Det må imidlertid bemerkes at p.g.a. de senere tektoniske påvirkninger er det vanskelig å uttale seg om feltspatenes primære sammensetning.

Analyse av mikroklin.

SiO ₂	64,50 %
Na ₂ O	2,88 »
K ₂ O	12,40 »
Al ₂ O ₃	19,00 »
Fe ₂ O ₃	0,08 »
CaO	0,44 »
MgO	0,08 »
Glødetap	0,60 »
	<hr/>
	99,98 %

Analysert av Heidenreich.

Muskovitt, opptrer i små flak jevnt fordelt i pegmatitten og tilhører primærdannelsen.

Plagioklasen som er en meget sur oligoklas forekommer på samme måten som mikroklin; oppknust og småfallen. Enkelte steder har den en bladaktig struktur og kan minne noe om cleavelandite. Fargen er gråhvit.

Av de funnete mineraler kan vi tydelig skille ut primære og sekundære paragener. Til den primære fasen hører kvarts, mikroklin, plagioklas, biotitt, muskovitt og granat. Granaten er sannsynligvis sent dannet. En kraftig tektonisering har foregått med etterfølgende (samtidig) nydannelse av albitt, kvarts, hematitt og kalkspat i de oppbrutte sonene. En klorittisering av biotitten og til dels muskovitten har foregått etter disse mineralers dannelselse.

Resultatet av boring.

For å konstatere om pegmatitten mot dypet fulgte strukturen i den omgivende gneis eller om den gikk mot dypet ble det satt et borhull i forekomsten. Hullet ble satt vertikalt på båndgneisens fall og det ble boret ca. 3 m ned fra synken. Etter ca. 1,30 m sluttet her pegmatitten og de resterende 1,70 m ble boret i båndgneisen. Dette bekreftet da vår antagelse. Borhullet ble satt ca. 3 m fra pegmatittens overflate så den absolutte mektighet er her ca. 4,30 m. (Se Fig. 2.)

Liverud II.

Ca. 600 m nord for forekomst I ligger en liten pegmatitt i nord-vestgrenden av en bratt kant. Forekomsten er ca. 40 m lang og synlig i to partier. Den nordligste delen har en lengdeutstrekning på ca. 10 m, så følger 10 m overdekke og videre 20 m pegmatitt. Bredden er ca. 15 m og fallet 30—40% vest. Pegmatittens lengderetning ca. N—S. Også denne forekomsten ligger innenfor det «pegmatittiske» området på A. Bugges kart.

Pegmatitten virker ennå mere oppkjust og rotet enn den første forekomsten, og å sette igang noen form for drift på denne må frarådes.

Kvarts og plagioklas finnes i små mengder. Likeså biotitt, kloritt og muskovitt.

Gulliksrud, Eiker.

Denne forekomsten er beskrevet av O. Andersen (1926, 1931). Forekomsten ligger helt i nordenden av det tidligere omtalte pegmatitt-drag. Den har vært i produksjon i flere år. Pegmatitten ligger i en hornblendegneis langs kanten av en nordgående skrent og kan følges ca. 550 m i lengderetning. Den har form av en linse med max. bredde ca. 50 m. Pegmatitten faller mot vest. (Se Fig. 3. Etter O. Andersen 1928.)

Også her forekommer en grå kali-natron-feltspat (se analyse under). Videre finnes litt plagioklas, kvarts, biotitt, muskovitt og litt granat.

Analyse Gulliksrud, Eiker.

SiO ₂	65,13 %
Al ₂ O ₃	18,56 »
Fe ₂ O ₃	0,31 »
MgO	0,05 »
CaO	0,10 »
Na ₂ O	1,98 »
K ₂ O	13,78 »
H ₂ O	0,04 »
	<hr/>
	99,95 %

Analysert av Emil Klüver.

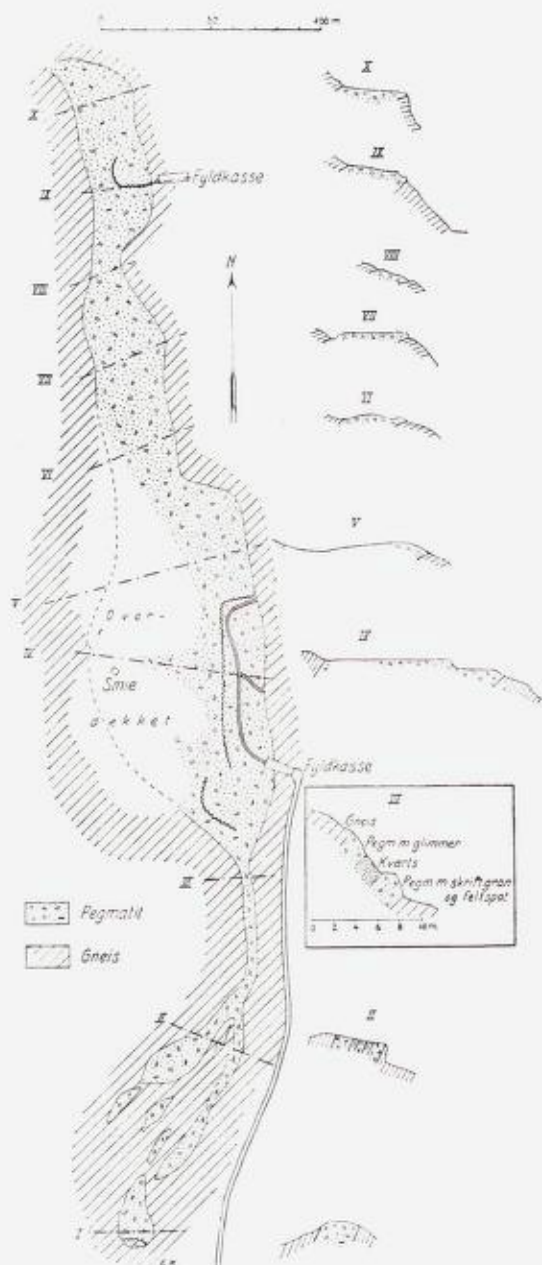


Fig. 3. Skissen viser pegmatitten ved Gulliksrud, Eiker.
(Etter O. Andersen 1926.)

Sketch map of the pegmatite at Gulliksrud, Eiker.
(After O. Andersen 1926.)

Konklusjon.

Ut fra beskrivelse og kjennskap til pegmatitter innenfor gneis-områder andre steder i Norge f. eks. Sørlandet vet en at forekomstene har en viss tendens til å gå mot dypet.

Innenfor det distriktet som de ovenfor beskrevne forekomster befinner seg i viser det seg at dette ikke er tilfelle. Så vel ved Liverud som ved Gulliksrud opptrer pegmatittene med et markert vestlig fall og «gangenes» mektighet blir derfor meget mindre enn det en får inntrykk av i dagen.

Det har imidlertid vist seg at ved å studere gneisens strøk og fall kan en i dette distriktet med stor sikkerhet avgjøre hvorledes pegmatittene faller mot dypet da de ligger konformt gneisens lagflater.

Literatur.

- Andersen, O.*, 1926. Feltspat I, Norges geologiske undersøkelse, nr. 128 A.
— 1931. Feltspat II, Norges geologiske undersøkelse nr. 128 B.
Barth, T. F. W., 1937. Feldspar Equilibria and Their Implication I. Norsk geologisk tidsskrift 17.
— 1956. Studies in gneiss and granite I & II. Det Norske Videnskaps-Akademi i Oslo I. Mat.-Naturv. Klasse 1956. No. I.
Bugge, A., 1937. Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelings-karter F. 35 Ø og F. 35 V. Norges geologiske undersøkelse nr. 143.

Summary.

The pegmatites at Liverud and Gulliksrud ca. 5 kms E of Kongsberg, Øvre Eiker.

A brief description of the pegmatites and their structural relationship to the adjacent banded gneisses is given. Some technical and economic implications are discussed. This type of pegmatite seems not to be promising for production of K-feldspar and quartz.

Note on «birds-eye» textures in some Norwegian pyrrhotite-bearing ores.

By

PER CHR. SÆBØ, THOR L. SVERDRUP and HARALD BJØRLYKKE.

With 3 figures in the text.

Abstract.

Three specimens, one from Råna, Nordland County, one from Lillefjellklumpen, Grong, Nord-Trøndelag County and one from Karmøy, Rogaland County, have been examined in polished sections. They all show the typical "birds-eye" textures in the pyrrhotite, a texture not previously reported in Norwegian pyrrhotite-bearing ores. The localities are plotted on the key map, Fig. 1.

Råna.

The specimen from Råna is a weathered pyrrhotite-bearing ilmeno-norite. The rock represents a titanium-rich facies of the peridotite mass located just north of the little lake Bruvann on the western contact of the Råna norite field (Foslie, 1920). The ilmeno-norite crops out on the northern contact between the ultrabasics and the norites. The zone has been exposed to post-ore movements. The rock consists of olivine, bronzite, augite, amphibole and plagioclase in varying amounts. The primary ore minerals are pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite, chromite, ilmenite, and rutile. Scattered marcasite grains were isolated from the non-magnetic fractions (Franz isodynamic magnetic separator) and identified by means of X-ray powder pattern. The pyrrhotite shows the flame-like bodies of β -pyrrhotite in a matrix of α -pyrrhotite as described by Scholtz (1936). This relation is often found reversed in the ores of Råna, as already reported by Schneiderhöhn and Ramdohr (1931). The same reversed condition is also reported by Vokes (1957) from the Birtavarre ores. Polished sections show in one case remarkable examples of "birds-eye" textures due to supergene alteration as described by Schneiderhöhn and Ramdohr (1931). Marcasite starts to grow parting planes nearly \perp to the (0001)





Fig. 1. Key map showing the situation of the localities.
I. Råna, Nordland County.
II. Lillefjellklumpen, Nord-Trøndelag County.
III. Karmøy, Rogaland County.

Nøkkelkart med lokalitetene.

- I. Råna, Nordland.*
- II. Lillefjellklumpen, Nord-Trøndelag.*
- III. Karmøy, Rogaland.*

cleavage of the pyrrhotite (translations along twin planes, according to Schneiderhöhn and Ramdohr), and occasionally along the (0001) cleavage. The periphery of the altered zone forms an ellipsoid, the long axis of which is parallel to the parting plane. The ellipsoids may

show excellent concentric growth, the central part of which shows complete isotropy and consists of pyrite. The marcasite shows only weak anisotropy on account of the extremely small size of the mineral grains.

During the growth of the ellipsoids along the parting planes they may join and form long irregular bands along the fractures. As a consequence of the polishing of the specimen the pyrrhotite often drops out and leaves the marcasite and pyrite as ribs in the former pyrrhotite grains. The other minerals are not affected during the alteration of the pyrrhotite.

Lillefjellklumpen.

One polished section from a diamond drill core (B.h. 1, — 8.10 m) from the nickeliferous pyrrhotite-ore at Lillefjellklumpen, Grong, described by Foslie (1931), shows the "birds-eye" textures well developed.

The specimen consists of pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and magnetite. Secondary pyrite and marcasite are found in the altered areas of pyrrhotite.

The "birds-eyes" start to grow along broad irregular fractures in a manner much like that found in the Råna ore, but the altered areas are as a rule more nearly spheroids than ellipsoids. The "birds-eyes" are often developed only laterally along the fractures, so that only parts of the spheroids are found. (See Fig. 2.)

The "birds-eyes" show rhythmic, concentric growth and the altered areas consist mainly of pyrite. Often several altered areas grow together and form irregular patches in the pyrrhotite. The secondary sulfides of these areas tend to recrystallize and form more homogenous aggregates of marcasite. This marcasite is slightly whiter than the pyrite and shows strong anisotropy, the color shifting from bluish to reddish white.

Karmøy.

The ore samples from Karmøy comes from one of the thin pyrrhotite-beds in the greenschists in the north-eastern part of the island (Reusch, 1888). The polished section shows the "birds-eye" texture in the same manner as the Lillefjellklumpen ore sample. At the contact between the marcasite and the pyrrhotite there occurs another mineral as the first alteration product of the pyrrhotite, in a way very

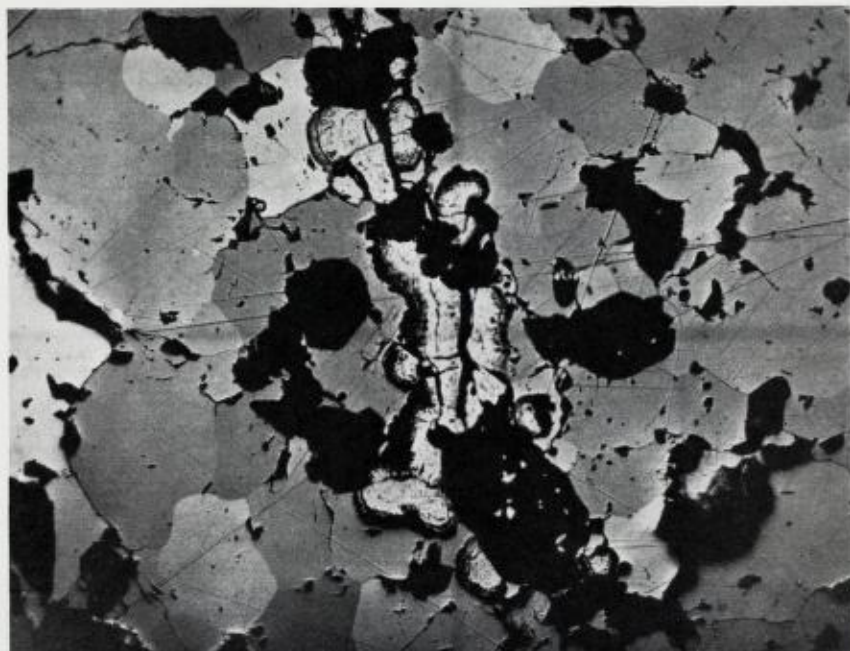


Fig. 2. Birds-eye textures in the Lillefjellklumpen ore. The altered areas in the allotriomorphic pyrrhotite consists mostly of pyrite. One nicol. ca. 150 \times .

Birds-eye teksturer i Lillefjellklumpens malm. De omvandlede områder i den allotriomorfe pyrrhotite består hovedsakelig av pyrite. En nicol. ca. 150 \times .

similar to that described by Schneiderhöhn and Ramdohr (1931) and Foslie (1950). This mineral also occurs along the (0001) cleavage in a way very similar to that described by Vokes (1957). The mineral from Karmøy is greyish, slightly blue at the immediate contact with the pyrrhotite, apparently isotropic. It developed an irregular cleavage-pattern; one of the directions is parallel to the basal cleavage of the pyrrhotite. This is well shown in Fig. 3. On account of the minute grain-size it is not possible to identify the mineral by ordinary X-ray powder methods.

The mineral reported by Schneiderhöhn and Ramdohr (1931) and Foslie (1950) is, however, strongly anisotropic. It shows many similarities to the new rhombohedral iron sulfide smythite, Fe_3S_4 , described by Erd, Evans and Richter (1957). This is supported by the optical spectrogram (Foslie, 1950), taken by Prof. I. Oftedal, of the pyrrho-



Fig. 3. Birds-eye textures in the Karmøy ore. The altered areas in the allotriomorphic pyrrhotite consist mostly of pyrite. The light coronas of the unknown mineral are well shown. One nicol. Ca. 150 \times .

Birds-eye teksturer i Karmøy malmen. De omvandlede områder i den allotriomorfe pyrrhotite består hovedsakelig av pyrite. De lyse koronaene av det ukjente mineralet vises meget tydelig. En nicol. Ca. 150 \times .

tite—marcasite associations. Iron is the only metal present, except for extremely small amounts of Mn, Ni and Co. Furthermore the two minerals, smythite and pyrrhotite are structurally closely related (Erd et al., 1957).

Recently Birks, Brooks, Adler and Milton (1959) in a very interesting paper reported a valleriite-like iron sulfide from the ore of the Machinaw Mine, Washington, previously described by Milton and Milton (1958). The iron sulphide which may be an undescribed mineral, shows, however, strong, both chemical and optical; similarities to smythite.

It is hoped that Birds and co-workers will have the opportunity to continue their important study of this iron sulfide. If this mineral

really turns out to be smythite, it would give invaluable information about the temperatures of formation of various types of sulfide-bearing ores.

The mineral from Karmøy is, however, probably not smythite. It may be a highly metastable phase of Fe_3S_4 with spinel structure. Many attempts have been made to synthesize this phase, according to Erd et al. (1957), but without any success.

The possible presence of smythite as an intermediate alteration-product along the line of sulphur-enrichment from pyrrhotite to marcasite or pyrite would make the replacement process more continuous.

Conclusion.

The "birds-eye" textures are, according to Schneiderhöhn and Ramdohr (1931) always found near the surface of the pyrrhotite-bearing ore-bodies as a very early stage of the oxidation and alteration of the ore. On account of the relatively recent glaciation of Norway only few remnants of the leached and oxidized zones are found. Therefore it may be expected that the renewed oxidation and alteration of our orebodies frequently will be traced as "birds-eyes" — and also as other alteration textures such as those reported by Foslie (1951) and Vokes (1957).

The concentric growth of the "birds-eyes" results in textures that resembles very much the so-called colloform textures in sedimentary pyrite beds (Oftedahl, 1958), but the genetic development of this texture is entirely different. Colloform textures or gel-textures in pyrrhotite-bearing ores, however, should be carefully studied to determine the genetic relations of their formation.

Acknowledgements.

We are indebted to Dr. P. H. Reitan for correcting the English text. Thanks are also given to Miss B. Mauritz who made the photographs.

Sammendrag.

En notis om de såkalte "birds-eye" teksturer i noen norske pyrrhotite-førende malmer.

Pyrrhotite-førende malm fra Råna, Nordland, Lilleklumpen, Grong, og Karmøy viser vakre eksempler på de såkalte "birds-eye" teksturer i pyrrhotiten. "Birds-eyes" er mer eller mindre ovaloide, konsentriske oppbygde områder av sekundær pyrite og marcasite, dannet ved den begynnende oksydasjon og omvandling i pyrrhotite-førende malmers utgående. Vårt land har vært utsatt for en relativt sen og kraftig iserosjon som i stor utstrekning har fjernet utflutningssonen og oksydasjonssonen over våre sulfidmalmer. Vi må derfor vente å finne "birds-eye" teksturer og også andre omvandlingsteksturer, nærmere beskrevet av Foslie (1950) og Vokes (1957), som et tegn på en begynnende oksydasjon og omvandling.

"Birds-eye"-teksturene likner meget på de såkalte kolloforme teksturer i sedimentære pyrite-malmer. Men de kolloforme teksturer eller "gel"-teksturer oppfattes som syngenetiske dannelser (Oftedahl, 1959). Finner man konsentriske teksturer i pyrrhotite-førende malmer må disse undersøkes nøye for å bringe de genetiske forhold på det rene.

References.

- Birks, L. S., Brooks, E. J. and Adter, I., Milton, Ch.*, 1959. Electron probe analysis of minute inclusions of a copper iron mineral. *Am. Min.* Vol. 44. p. 976—978.
- Erd, R. C., Evans, H. T., and Richter, D. H.*, 1957. Smythite a new iron sulfide and associated pyrrhotite from Indiana. *Am. Min.* Vol. 42, p. 309—333.
- Foslie, S.*, 1920. Råna noritfelt. Differentiation ved squeezing. *Norges Geol. Unders.* Nr. 87, Årbok 1920.
- Foslie, S. and Johnsen Høst, M.*, 1931. Platina i sulfidisk nikkelmalm. *Norges Geol. Unders.* Nr. 137.
- Foslie, S.*, 1950. Supergene marcasite replacing pyrrhotite. *Norsk Geol. Tidsskr.*, bind 28, p. 144—150.
- Milton, Ch. and Milton, D. J.*, 1958. Nickel-gold ore of the Mackinaw Mine, Snohomish County, Washington. *Econ. Geol.* Vol. 53. p. 426—447.
- Oftedahl, Chr.*, 1958. Note on gel-structures in a pyrite-bed, the Grong district. *Norges Geol. Unders.*, nr. 205. Årbok 1958, p. 107—110.
- Reusch, H.*, 1888. Bømmeløen og Karmøen med omgivelser. *Den Geologiske Undersøkelse, Kristiania* 1888.
- Schneiderhöhn, H. und Ramdohr, P.*, 1931. *Lehrbuch der Ertzmikroskopie.* Zweiter Band. Berlin 1931.
- Scholtz, D. L.*, 1936. The magmatic nickelferous ore-deposits of East Griqualand and Pondoland. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, vol. 39.
- Vokes, F. M.*, 1957. The Copper-deposits of the Birtavarre District, Troms, Northern Norway. *Norges Geol. Unders.*, nr. 199.

Foreløpige meddelelser fra kartbladet Verdal.

Av

FREDRIK CHR. WOLFF.

Med 5 tekstfigurer, 1 kart og 1 plansje.

Forord.

Kartbladet Verdal (Rektangel 50 B) ligger øst for indre del av Trondheimsfjorden $63^{\circ}38'40''N$ — $63^{\circ}57'0''N$ og $0^{\circ}50'2''\text{Ø}$ Oslo — $1^{\circ}45'0''\text{Ø}$ Oslo.

Det nærværende arbeidet er basert på undersøkelser utført for Fosdalens Bergverks-Aktieselskab somrene 1956 og 1957 og for Norges geologiske undersøkelse somrene 1958 og 1959.

Jeg takker Fosdalens Bergverks-Aktieselskab for tillatelsen til å bruke deres materiale til dette arbeidet.

Videre retter jeg en takk til dr. Harald Carstens som foreslo området, og til professor Chr. Oftedahl for hans inspirerende besøk under feltarbeidet.

Professor Strand har gjennomgått manuskriptet.

Innledning.

Det nærværende arbeidet beskjeftiger seg med et område som ligger i den nordøstlige delen av Trondhjemsfeltet som igjen er en del av den kaledonske fjellkjede.

Fjellgrunnen i den nordvestre del av kartområdet består av grunnfjellsbergarter, mens man mot syd og øst finner kambro-siluriske sedimenter og kaledonske intrusiver.

Tektonisk er forholdene meget ensartede. Strøket er stort sett SSV—NNØ. Fallet er i de vestlige delene mot SSØ, blir steilere mot øst, for så i de helt østlige deler å gå over til NNV. Foldningsaksene er for det meste orientert i strøkretningen, men heller dels mot SSV dels mot NNØ. Dette tyder på en tverrfoldning med akseretning tvers på strøkretningen. Depresjonene og kulminasjonene innen kartbladet er imidlertid av liten størrelsesorden, og totalt sett heller foldningsaksen slakt mot SSV idet grunnfjellet trer i dagen i Grongkulminasjonen på kartbladet Jævsjø (Rektangel 51 C) som ligger nordøst for kartbladet Verdal.

Metamorfosen øker mot NNV. Den overfoldete antiklinalen slik den er fremstillet på profilet Pl. 2 vitner om et dominerende trykk fra NNV.

Geomorfologien gjenspeiler berggrunnens forholdsvis enkle tektonikk. Dalene er dannet etter strøket og etter de gamle kaledonske bruddlinjer. Dette forholdet kommer tydelig frem i de mange strøk og tverrdaler.

Isskuringsretningen ligger omkring NV. I Helgådalen finnes marine leirsedimenter opp til en høyde på 80 m. Mektige grusterrasser finner man fra dette nivå og opp til en høyde på ca. 190 m. Undås (1942) parallelliserer disse med Hauer seter-trinnet.

Tidligere arbeider i området.

Alle tidligere beskrivelser av kartbladet Verdalen er deler av større oversiktsarbeider.

I Törnebohms store oversiktsarbeid fra 1896 finnes en stratigrafisk inndeling av bergartene innen kartbladet Verdalen. Denne inndelingen har andre betegnelser på de forskjellige stratigrafiske horisonter, men stemmer ellers stort sett overens med inndelingen i nærværende arbeid.

Holmsen (1919) grupperer bergartene i Verdalen slik at Horggruppens bergarter delvis faller i Gulagruppen som var datidens betegnelse på Horggruppen, delvis faller de i en gruppe som Holmsen kaller «Støren—Hovingr. og Rørosgr.». Støren—Hovinggruppen er dessuten skilt ut som egen gruppe og tilsvarer i dette tilfelle våre dagers Støren-gruppe. Det vesentlige ved Holmsens arbeid er imidlertid ikke den stratigrafiske inndelingen, men hans detaljerte undersøkelser av kisleforekomstene i området.

I C. W. Carstens oversiktsarbeid over Trondhjemsfeltet (1920) beskrives noen bergartsgrupper fra de sydlige delene av kartbladet Verdalen. Hans inndeling stemmer i hovedsaken med inndelingen i dette arbeid. Horggruppens bergarter er imidlertid tillagt Hovinggruppen. Dessuten følger hos Carstens Hovinggruppen direkte over Rørosgruppen, en eiendommelighet som han ikke kommenterer nærmere i sitt arbeid.

På kartbladet Jævsjø som er kartlagt av Foslie og bearbeidet av Chr. Oftedahl, er den stratigrafiske inndelingen i overensstemmelse med inndelingen i dette arbeid.

Mitt arbeid i området er tenkt å danne grunnlaget for en kartbladbeskrivelse i NGU's vanlige målestokk 1 : 100 000. Før dette kartbladet kan komme, gjenstår en nøyaktigere petrografisk bearbeidelse av det innsamlede materiale samt en mer detaljert kartlegging innen spesielle deler av området.

Allerede på det nåværende stadium er det imidlertid brakt klarhet i en del av de stratigrafiske problemer og da det for tiden arbeides meget intenst med lignende problemer i de tilstøtende områder kan det kanskje være av interesse å se litt nærmere på de stratigrafiske forholdene i Verdalen.

Stratigrafi og bergartsbeskrivelse.

Lagserien innen kartbladet Verdalen med sitt underlag og intrusivbergartene består av følgende ledd fra underst til øverst.

1. Hærvolagranitten.
2. Malsådalsskiferen.
3. Skjækerdalsskiferen med Dyrhauggabbroen og Trondhemittintrusjonene.
4. Storstadmarkas grønnstener.
5. Bjøllokonglomeratet.
6. Tromsdalskalken.
7. Skjækerstøtenes konglomerat.
8. Hyllfjellets gabbrosone.
9. Sulskiferen.
10. Veraskiferen.
11. Strådalsskiferen.

En forenklet fremstilling av lagfølgen er gitt i profilet Pl. 2. I det følgende blir hvert enkelt ledd nærmere beskrevet.

Hærvolagranitten.

Hærvolagranitten, finnes utbredt i et stort område i kartbladets nordvestlige hjørne. Granittområdet fortsetter utenfor kartbladet og er en del av Tømmeråsantiklinalen. Bergarten har fått sitt navn etter fjellet Hærvola ($63^{\circ}53'N$, $1^{\circ}18'Ø$) som ligger vest for Malsådalen (Kjerulf, 1876), og er en foliert svakt rødlig granitt som på enkelte steder er utviklet til en øyegneis med øyne av størrelsesorden $\frac{1}{2}$ cm. I tynnslip viser granitten mørtelstruktur, og porfyroblaster av mikroklin-mikropertitt i en finkornig grunnmasse av suturet kvarts og mørke mineraler.

Sammensetningen er ca. 10—15 % kvarts, ca. 50 % kalifeltspat, ca. 20—30 % plagioklas (An_{31}), ca. 5 % biotitt og ca. 10—15 % andre mineraler som epidot, muskovitt, titanitt og erts.

Fordi granitten på grensen mot den overliggende Malsådalskiferen sender ganger (C. W. Carstens, 1919) eller apofyser (G. Holmsen, 1919) inn i skiferen har den vært ansett som yngre enn denne skiferen.

Carstens skriver således i «Oversigt over Trondhjemsfeltets bergbygning»: «Nord for Vuku i Værdalen er der paa de fleste geologiske karter avmerket et større grundfjellsomraade. Den her opptrædende røde granit, karakteristisk utviklet i Hærvola, er petrografisk helt identisk med Vestrandens røde graniter. Syd for Kutjern, straks øst for Kjesbuvand har jeg iaktat gange av denne granit i normal glimmerskifer, tilhørende Rørosgruppen. Hærvolagraniten er saaledes likesom Vestrandens graniter yngre end Rørosgruppens lavere horisonter.»

G. Holmsen deler denne oppfatning i «Fortsættelsen av Trondhjemsfeltets kisdrag mot nord» der han skriver: «Hærvolas granit er nemlig yngre end den brune glimmerskifer. Langs kontakten øst for Kjesbuvatnet sees små apofyser fra graniten ind i glimmerskiferen.»

Det er altså to argumenter som taler for at Hærvolagranitten er yngre enn Malsådalskiferen.

1. Granitten er petrografisk identisk med Vestrandens røde granitter som ansees yngre enn Rørosgruppen.
2. Granitten sender ganger inn i Malsådalskiferen.

Carstens (1919) gir en analyse av en rød granitt fra Vestranden

I. Hærvolagranittens sammensetning fremgår av II og III.

	I	II	III
SiO ₂	77,30	60,94	68,30
Al ₂ O ₃	13,01	23,13	16
Fe ₂ O ₃	0,12	4	2,58
MgO	0,47	1,52	0,84
CaO	0,62	1,83	1,42
Na ₂ O	4,38	4,40	4,40
K ₂ O	3,81	5, 1	5, 7

Hærvolagranittens plagioklas er som nevnt An_{31} , regner man nå etter analysen en plagioklas med denne sammensetning, får man for II: plagioklas (An_{31}) 29 % og for III: plagioklas (An_{31}) 21,42 %. Resten

av natronfeltspaten regnes som alkalifeltspat og man får da for II: Alkalifeltspat Or_{61} 49 % og for III: alkalifeltspat Or_{65} 52,53 %.

Antar man nå, ut fra påstanden om bergartenes petrografiske likhet at granitten fra Vestranden også har en plagioklas med sammensetning An_{31} , får man for I: plagioklas (An_{31}) 9,52 % og en alkalifeltspat med sammensetning Or_{41} 55,58 %.

Som man ser har de to bergartene nokså forskjellig innhold av plagioklas og alkalifeltspat med nokså forskjellig sammensetning. Dessuten er granitten fra Vestranden vesentlig surere enn Hærvola-granitten. II er nærmest en syenitt.

Denne petrografiske uoverensstemmelse utelukker ikke at bergartene kan være dannet samtidig, men det er i alle fall ikke noe sterkt argument for at de er det. At to bergarter er petrografisk identiske sier heller ikke noe sikkert om hvorvidt de er dannet samtidig.

Når det gjelder det andre argumentet er det et forhold som ikke er trukket inn i den eldre litteratur; rundt hele granittmassivet finner man over alt, også utenfor kartbladet Verdal, en sone med en finkornig oppknust bergart på grensen mellom Hærvolagranitten og Malsådalsskiferen. Dette er utvilsomt en mylonittsone dannet under den kaledonske fjellkjedefoldning samtidig med at kambro-silursedimentene beveget seg ned mot synklinale (Verdal og Snåsasynklinale) på begge sider av Tømmeråsantiklinale.

Undersøkelsene i mikroskop av såvel den finkornige granittiske grensebergarten som av gangene viser en oppknust tekstur. Gangene er altså også mylonittiske. De er sannsynligvis også dannet ved kambro-silursedimentenes bevegelse. Det er altså etter dette ikke tale om eruptivganger, men om tektoniske ganger.

Foliasjonsretningen i grensebergarten og granitten følger over alt grensen mot den overliggende Malsådalsskifer, videre er foldningsaksene i granitten parallelle med foldningsaksene i skiferen. Min konklusjon er derfor at Hærvolagranitten ikke er en intrusiv granitt yngre enn Malsådalsskiferen, men må karakteriseres som kaledonisert grunnfjell.

2. Malsådalsskiferen.

Malsådalsskiferen finnes i et område langs østgrensen av Hærvolagranitten. Bergarten er hovedsakelig en småfoldet glimmerskifer som forvitrer lett og Malsådalsskiferen danner derfor på en lang strekning, fra Vetringen (53', 20') til Volden (49', 11'), leiet for Malsåa.

Malsådalsskiferen består ikke bare av flere soner med glimmerskifre, men også av amfibolitter og kvartsitter. En nærmere petrografisk differensiering er ikke foretatt på kartet fordi sonene vanskelig lar seg følge i felt.

Glimmerskiferen består hovedsakelig av biotitt, muskovitt og kvarts, dessuten finnes noen steder amfibol og granat.

Amfibolittene er delvis massive, men for det meste planskifrige, med en horisontal linjestruktur i strøkretningen. Mineralselskapet er grønn hornblende og plagioklas.

Kvartsittene er meget finkornige.

Malsådalsskiferen faller mot sydøst, ut fra granittområdet i vest.

Selv om Malsådalsskiferen ikke viser noen iøynefallende karakteristika som kunne antyde dens stratigrafiske stilling er det, fordi bergarten følger like over grunnfjellet, mest naturlig å anta at Malsådalsskiferen tilsvarer Rørosgruppens nivå. Dette er da også uten videre antatt i all eldre litteratur.

Skjækerdalsskiferen.

Skjækerdalsskiferen danner berggrunnen fra Grønningen (39', 1°) til Skjækervatnet (57', 34').

Bergarten er hovedsakelig en grønn til grå glimmerskifer med kvartsnyrer. Mineralselskapet er kvarts, muskovitt, biotitt og av og til hornblende (nålene er parallelle med foldningsaksens retning), mer sjelden granat. Sekundær kalkspat sees på sprekker.

På flere lokaliteter er det påtruffet opp til metertykke lag av bituminøs skifer, som ofte inneholder noe kvarts og magnetkis.

I en sone på ca. 1 km langs Skjækerdalsskiferens østgrense finner man et tog av konkordante trønmhjemittiske ganger. Fra de konkordante gangene løper ofte mindre, gjennomsettende ganger, ut i skiferen. Bergarten virker i dette området mer som en gneis enn som en glimmerskifer (injeksjonsgneis). Reusch (1890) beskriver tilsvarende gneisbergarter fra Meraker. Gneisen i Meraker opptrer i samme stratigrafiske nivå som i Verdalen. Fra Meraker nevner videre Bäckström (1890) også at «granitgångar» gjennomsetter Gudåkonglomeratet. Dessuten presenterer han et fotografi der et stykke av glimmerskiferen sees som inneslutning i den lyse gangen.

I nordøst ved Skjækervatnet sydligst i kartområdet Snåsa finnes pegmatittganger som gjennomsetter foldet glimmerskifer. Mineralselskapet er: Kvarts, plagioklas, muskovitt og turmalin (Fig. 1). Disse



Fig. 1. Pegmatittgang som gjennomsetter foldet glimmerskifer.
Pegmatite vein intruded in folded mica schist.

pegmatittene representerer, med sitt innhold av muskovitt og turmalin Trondhemittens pneumatolytisk-hydrotermale fase, Goldschmidt (1916).

Ved Dyrhaugen (51', 24') finnes en pentlandittførende gabbromasse, forekomsten har vært gjenstand for drift. En nøyaktig undersøkelse av forekomsten ble utført i 1949 av Geofysisk Malmleting, E. Sæther skriver i en rapport fra denne undersøkelsen: «Selve gabbroen har en breksjeaktig struktur, hvor de eldre delene opptrer som bruddstykker i de yngre. . . . Den eldste bergartstype er en mørk (pyroksenrik) gabbro, det finnes også bruddstykker av pyroksenitt eller hornblenditt. Deretter følger en lysere (mer feltspatrik) gabbrotype, og til slutt varierende diorittiske og kvartsdiorittiske bergarter, som gjennomsetter gabbroen i et nettverk av fine årer.»

I Dyrhauggabbroen sees også hyppig inneslutninger av sidebergartenes sedimenter. H. Carstens (1958) beskriver den kjemiske omvandling av disse sedimentbruddstykkene ved reaksjon med gabbrosmelten.



Fig. 2. Foldet grønskifer med kvartsårer.

Folded greenschist with quartz veins.

Det kan være grunn til å anta at også dette bergartskompleks tilhører Rørosgruppens nivå. De inntrengte eruptivbergarter er sannsynligvis av sen til postorogen alder og de kvartsdiorittiske gangene er påviselig yngre enn gabbrointrusjonene på Dyrhaugen. Dersom gangene ved Gudå er samtidig med gangene i Verdalen og det med sikkerhet kan bevises at kvartsitt-konglomeratet ved Gudå er silurisk (Lyngesteinkonglomeratets nivå) er gangene videre postsiluriske.

Storstadmarkas grønskifre.

Grønskifre finnes innen kartbladet Verdal på strekningen fra Lyngsvola (41', 56') i syd til Sagvoldvola (54', 23') i nord. Bergarten er en lys til mørk grønn skifer. Massive grønnstener med putestrukturer er ikke iaktatt innen kartområdet. Derimot er det iaktatt små kuler og dreiete klumper som kan tolkes som lapilli. Bergarten består av albitt, epidott, biotitt, svakt pleokroittisk aktinolit ($Z; c = 19^\circ$), kalkspat, muskovitt, klinozoisitt, titanitt og erts (svovelkis og magnetitt). Strukturen i grønskiferen er oftest skifrig, småfoldet. Kvartsårer finnes både gjennomsettende og konkordant) (Fig. 2).



Fig. 3. Felsittlag med sone av grønnskifer.
Felsitic layer with zone of greenschist.

Innleiret som lag i grønnskiferen finnes sure felsitter. Mektigheten er sjelden mer enn noen meter (Fig. 3). Både hyppigheten og mektigheten av disse bergartene tiltar mot nord på kartbladet. I strøket omkring Stortjernfjellet (56', 25') dominerer felsitten over grønnskiferen. Mineralselskapet er: kvarts, albitt (An_7), noe kalkspat og små mengder epidot, samt enkelte korn av biotitt, muskovitt og kloritt (kvartskeratofyr).

C. W. Carstens (1924) har beskrevet slike bergarter fra de underordoviciske vulkanitter på Smøla og antar en vulkansk opprinnelse. Da det er lite sannsynlig at sure lavaer kan få en slik utbredelse ligger det nær å tolke disse kvartskeratofyrene som sure tuffer avsatt sammen med grønnskifrenes basiske tuffmateriale.



Fig. 4. Svovelkis med veksellagning.

Layered pyrite ore.

I tilknytning til kvartskeratofyrene finner en ofte større og mindre forekomster av svovelkis og kobberkis. Alle forekomstene ligger som (55', 23') i nord. Med hensyn til malmgenesen antar Carstens (1932) hydrotermalmetasomatiske prosesser for slike kisforekomster. I den senere tid har Chr. Oftedahl (1958) blåst liv i diskusjonen om våre kisforekomster ved hypotesen om en ekshalativsedimentær dannelse av disse. Kisforekomstene i Verdalen synes som nevnt å være knyttet til de sure tufflagene. Videre er det på en lokalitet iaktatt et magnetitt-holdig lag i heng i svovelkisen. Begge disse forhold synes best å kunne forklares ut fra hypotesen om en ekshalativsedimentær dannelse. I tillegg til dette kommer at man ved Crove synk (54' 21') i Malsådalen, kan iaktta kis med lagdeling (Fig. 4). Det er imidlertid et spørsmål om denne lagningen er primær eller skyldes tektoniske forstyrrelser.

Med hensyn til den stratigrafiske plassering av Storstadmarkas grønnskifre er det rimelig å anta at bergartene her tilsvarer Støren-gruppens nivå. Både grønnskifre, kvartskeratofyrer og sulfidmalmer er vanlig forekommende i Størengruppen.

Bjøllokonglomeratet.

Ved Bjøllo (44', 58') i Tromsdalen er påtruffet et konglomerat med boller av grønnskifer og jaspis. Bollene er opp til 10—15 cm i lengste retning, og er alle trukket ut til ovaloider.

Bjøllokonglomeratet svarer med sitt innhold av jaspis og grønnskifer til Vennakonglomeratet i Hølonda—Horg-området, Vogt (1945) og til Stokkvolabreksjen i Åsen, Törnebohm (1896). Dette nivå regnes som Hovin-gruppens undre grense.

Tromsdalskalken.

Like vest for Bjøllokonglomeratet og stratigrafisk over dette finner man et mektig kalklag. Det strekker seg nordøstover fra Tromsdalen, blir etterhvert smalere og forsvinner helt i lia på vestsiden av Lifjell (51', 15'). Kalken er for det meste en blågrå krystallinsk kalkstein. I syd finner man også helt hvite varieteter. En analyse av den helt hvite kalksteinen fra Tromsdalen viser:

Fe_2O_3	Al_2O_3	MgCO_3	CaCO_3
0,07 %	0,24 %	0,91 %	98,51 %

Kalken viser på flere lokaliteter vakkert utviklede slepfolder, Fig. 5. Det er ikke funnet fossiler i kalken. Törnebohm skal ifølge Kjerulf (1876) ha «fremlagt smaa enkrenitted» fra Levring (45', 1°), men jeg har ikke kunnet finne spor av fossiler på den oppgitte lokalitet. En undersøkelse etter mikrofossiler i de innsamlede prøver ga også negativt resultat.

Også på vestsiden av Helgaa finnes et lag av kalkstein. Det er sannsynlig at det er Tromsdalskalken som er foldet i en synklinal og kommer igjen her. Dersom dette er riktig, skulle grønnskiferen som man finner mellom disse kalklagene være av Hovingruppens alder.

Skjækerstøtenes konglomerat.

Innen kartbladet Verdal har jeg funnet et sterkt deformert kvartsittkonglomerat på en lokalitet ved Skjækerstøtene (55', 33'). Bollemateriale som i sin helhet består av kvartsitt er trukket ut til lange staver i retningen syd 20 nygrader vest og med et fall på 70 nygrader mot horisontalplanet. Lengden av bollene kan være opp til flere decimeter. Matriks består av kvarts og glimmer.



Fig. 5. Kalkstein med slepfolder.

Limestone with dragfolds.

I kartområdet Jævsjø finnes et helt tilsvarende konglomerat i samme stratigrafiske nivå, som i forklaringen til kartet er parallellisert med det siluriske Voitja-konglomeratet (Foslie og Oftedahl 1959).

Reusch (1890), Bäckström (1890) og G. Kautsky (1947) omtaler et sterkt deformert kvartskonglomerat ved Gudå på kartbladet Meraker. Gudå ligger i den direkte forlengelse av Skjækerstøtenes konglomerat i strøketningen mot SSV og det er derfor rimelig å anta at dette konglomerat svarer til de to andre.

Hyllfjellets gabbrosone.

Bergarten danner fjellgrunnen i området fra Tveråsjoene (39', 8') ved kartgrensen i syd over Hyllfjellet (47', 18') til Skjækerstøtene (55', 18') i nord. Bergarten fortsetter videre inn på kartbladet Jævsjø hvor den av Foslie og Oftedahl (1959) er kalt amfibolitt, porfyritt.

Det er i grunnen tale om to bergartstyper i dette området. Langs grensene både i vest og øst, men også på enkelte lokaliteter i de mer

sentrale deler finner man finkornige grønnskifre. Disse grønnskifrene inneholder lag av kvartskeratofyr og det kan derfor være grunn til å anse dem som suprakrustale og som en del av den primære lagpakken.

Dersom Skjækerstøtenes konglomerat virkelig er det siluriske basalkonglomerat kommer man til den konklusjon at Hyllfjellets gabbrosone, i alle fall for grønnskifrenes og kvartskeratofyrenes vedkommende, må være en silurisk pendant til de ordoviciske vulkanitter mellom Malsådalen og Skjækerdalen.

I de sentrale deler av Hyllfjellets gabbrosone en mer grovkornig gabbro med feltspatkorn og hornblendenaaler synlig for det blotte øyet. Hvorvidt disse grovkornete gabbrolignende massene virkelig er intrusiver eller om de hører til den primære lagrekke er det imidlertid vanskelig å ha noen mening om.

Det er bare funnet ubetydelige kisanrikninger i tilknytning til kvartskeratofyren innen denne avdeling.

En smal sone med grønnsten strekker seg også langs Drivsjøfjellet og videre nordøstover til kartbladgrensen (45', 54'). Videre finner man ved riksgrensen i sydøst ved Finvola (34', 41') en grønnstensbergart med lag av en lysere kvartsfeltspathbergart.

Sulskiferen.

På fjellstrekningen fra Sul (40', 18') til kartbladgrensen i nordøst finner man kvarts-biotittskifre. Navnet Sulskifer skyldes Törnebohm (1896). Bergarten er til dels rettkløvende og har vært brutt til takskifer. Petrografisk er komplekset ikke ensartet idet man foruten kvarts-biotittskifre finner svarte kullstoffholdige skifre i området omkring Tørgranvola (47', 28') og en finkornig hård biotittskifer med hornblende i området omkring Hesteryggen (54', 42'). Hornblendenaalene i denne skifren er orientert i skifrihetsplanet og stuper mot sydvest under en vinkel på 20°—25° med horisontalplanet. Ved Sul (40', 18') finnes en mektig trondhjemitgang som fortsetter mot syd. Myrmekitt og sonarbygd plagioklas er hovedmineralene.

Veraskiferen.

I de østlige områder, i strøket fra Innsvatnet (39', 30') over Billingen (43', 32') og videre nordover forbi Veravatnet (47', 38'), består berggrunnen vesentlig av klorittskifre. Hovedmineralene er kloritt og kvarts. Karakteristisk for bergarten er store porfyroblaster av

biotitt, synlig for det blotte øye. Muskovitt, talk og epidot finnes også i små mengder. Nord for Billingen er det på et par lokaliteter etter hverandre i strøkretningen funnet et kvartsittkonglomerat bestående av boller med dimensjoner opp til $8 \times 6 \times 12$ cm. Bollematerialet er en grovkornig kvartsitt. Törnebohm (1896) beskriver et helt tilsvarende konglomerat fra Kjølhaugene som ligger i strøkretningen mot sydvest. På Kjølhaugen er det dessuten funnet siluriske fossiler (Getz, 1890). Det er derfor grunn til å anta at både konglomeratet ved Billingen såvel som klorittskiferen i dette området er siluriske dannelser. Det skal videre nevnes at det langs den nordlige strand av Billingen foruten kvartsittkonglomerat er funnet andre grovklastiske kvartsittsedimenter som representerer grus og sand. Enkelte steder kan man iakttta forvitningsgroper som er fylt opp med grovklastisk materiale. Dette gjør det mulig å bestemme opp ned på lagpakken innenfor dette området. Lengst til høyre på profilet, Pl. 2, sees en overfoldet antiklinal. Den nederste stipulerte linje fremstiller kvartsittkonglomeratet. Det er sannsynlig at det er denne antiklinalen som bringer konglomeratet i dagen ved Billingen og at vi følgelig her har lag yngre enn konglomeratet på begge sider av dette området.

Strådalsskiferen.

Veraskiferen overleires mot øst, i et område omkring Strådalen (48', 42') av en grovkornet garbenskifer.

Da metamorfosegraden innen kartbladet synes å avta mot sydøst kan det hende at garbenskiferen primært er det samme nivå som Sulsiferens finkornige hårde biotittskifer med hornblende som finnes i Hesteryggen, men at den under metamorfosen har fått en noe lavere facies.

Konklusjon.

Resultatene av undersøkelsene innen kartbladet Verdal blir altså at vi i vest har et grunnfjellområde som har fått enkelte kaledonske trekk. Dette viser seg blant annet ved at foliasjonsretningene er parallelle med foliasjonen i de kaledonske bergartene. Videre viser grunnfjellet oppknusningsfenomener på grensen mot de overliggende kambriske bergarter. Dette gir grunn til å anta en skyvning langs grensen. Over grunnfjellet følger mot sydøst glimmerskifre og amfibolitter sannsynlig av Rørosgruppens alder. Som det fremgår av profilet plansje 2 er det to adskilte avdelinger med glimmerskifre, Malsådals-

skiferen og Skjækerdalsskiferen. Over disse glimmerskifre finner en grønnsteiner med lag av kvartskeratofyr og forekomster av oksydiske og sulfidiske malmer. Disse avsetninger er utvilsomt av samme alder som Størengruppens bergarter. Et jaspisførende konglomerat (Stokkvolakonglomeratet) følger over grønnsteinene og markerer en heving i forbindelse med en orogenese. Dette svarer i tid til basis for Undre Hovingruppe (Vogt, 1945). Over konglomeratet følger kalkstein og grønnstein, av alder svarende til Undre Hovingruppe. Bergarter som kunne svare til Øvre Hovingruppen er ikke funnet innen kartbladet Verdal. Et kvartsittkonglomerat (Voitjakonglomeratet) markerer silurgrensen. Over dette konglomeratet finnes hornblendegabbro og videre biotittskifre, klorittskifre og garbenskifre.

Summary.

A preliminary report on the Verdal map area.

The Verdal map area, a part of the Trondhjem region has been investigated. The present paper is a preliminary report. The investigation shows the following stratigraphical units:

1. Hærvola granite is a foliated slightly pink rock partly developed as an augen gneis. Towards the contact with the overlying mica schist the granite shows a cataclastic texture. Granitic dykes are found cutting through the mica schist and for this reason it has formerly been thought to be younger than the mica schist (C. W. Carstens, 1919 and G. Holmsen, 1919). Because of the cataclastic texture which is found in the granite massif and in the dykes the present author believes that the dykes are tectonic, not intrusive, in origin. The age of the granite is Precambrian.

2. The Malsådalen schists are not homogenous, but consist of several zones of mica schists, amphibolites and quartzites.

3. The Skjækerdalen schists are green and greyish micaschists with layers of bituminous schist interbedded. Concordant quartz dioritic dykes are found along the eastern border of the Skjækerdalen schists.

A small gabbro massif containing pentlandite is located at Dyrhaugen. Xenoliths of the neighbouring sediments are found in the gabbro (H. Carstens, 1958).

The Malsådalen and Skjækerdalen schists have been correlated with the Rørosgroup (Cambrian and Lowermost Ordovician).

4. The greenschists of Storstadmarka, with layers of quartz

keratophyre, overlie the mica schists in Malsådalen and Skjækerdalen. Associated with the quartz keratophyre are layers of bedded pyrite ore (Fig. 4). The quartz keratophyre is believed to have formed from acidic tuffs and the associated pyrite to be of exhalative sedimentary origin.

The age of the greenschists of Storstadmarka is considered as Ordovician (Støren group).

5. The Bjøllo conglomerate consists of red jasper and greenschist. The pebbles show elongation due to tectonic stretching.

A similar conglomerate is known from different parts of the Trondhjem region. It is the basal conglomerate in the lower Hovin group, which follows above the Støren group in the stratigraphical column of the Trondhjem region.

6. A thick limestone layer, the Tromsdalen limestone, is found above the Bjøllo conglomerate. This limestone is a grey to white crystalline limestone in part showing exceptionally well developed drag-folds (Fig. 5). Further to the west limestone is found which is believed to represent the other limb of a syncline. Between these exposures of limestone a greenstone, supposedly younger than the limestone is found (Pl. 2). No fossils have been found. The age of the limestone is considered to be Middle Ordovician (Lower Hovin group).

7. The Skjækerstøtene conglomerate is a much deformed quartzite conglomerate with pebbles drawn out to rods several decimetres long.

A quartzite conglomerate at the base of the Silurian sediments in the Trondhjem region is known as the Lyngestein conglomerate. The Skjækerstøtene conglomerate is supposed to be of the same age. It is possible to follow the Skjækerstøtene conglomerate more or less interrupted towards the northeast to the Jævsjø map area where Foslie and Oftedahl have made the same age correlation.

8. The Hyllfjell gabbro zone is a inhomogenous rock complex which consists of greenschist, quartz keratophyre and a coarse-grained gabbro. If there is a normal stratigraphic succession above the quartzite conglomerate, the greenschist and the quartz keratophyre must be of Silurian age.

9. The Sul schist is mainly a biotite schist, but the complex also contains layers of bituminous schists and a hard finegrained biotite schist with nodules of hornblende. The hornblende nodules are oriented in the schistosity plane and dip towards the southwest at an angle

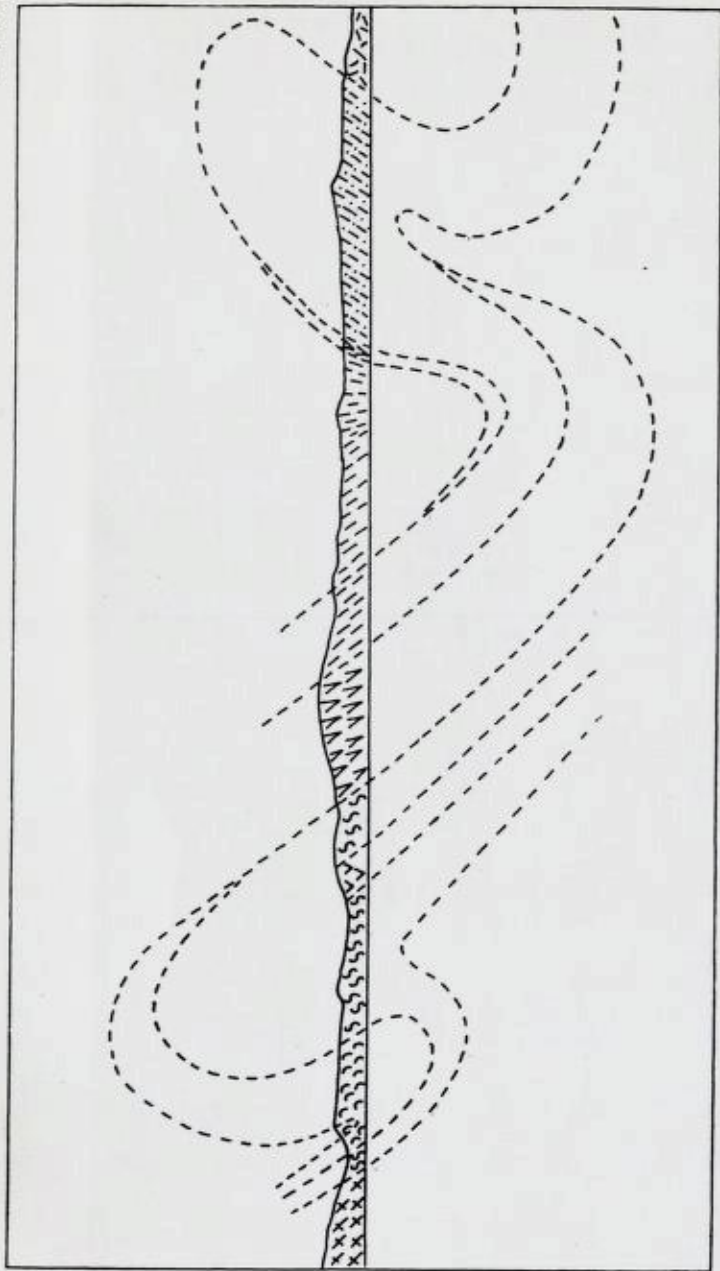
of 20°—25° with the horizontal plane. The age of this complex is considered Silurian.

10. The Vera schist is mainly a chlorite schist. North of the lake Billingen a quartzite conglomerate is found. A conglomerate of the same composition is found following the strike towards the southwest to Kjølhagen. This conglomerate is doubtless of Silurian age. Silurian fossils are found in a schist just above the conglomerate (Getz, 1890). The age of the Vera schist is considered Silurian.

11. The Strådalen schist is a garben schist overlying the Vera schist to the east. It is believed to be the youngest of the rocks in the Verdalen map area.

Litteraturliste.

- Bäckström, H.*, 1890. Om kvartskakelagren vid Gudå, Norge. Geol. fören. i Stockholm förh. B. XII, 1900.
- Carstens, C. W.*, 1920. Oversikt over Trondhjemsfeltets bergbygning. Kgl. N. Vid. Selsk. Skr. 1919, No. 1.
- 1924. Der Unterordovicishe Vulkanismus auf Smølen. Vid. Selsk. Skr. No. 19.
- 1932. Zur Frage der Genesis der norwegischen Kiesvorkommen. Zeitsch. für prakt. Geol.
- Carstens, H.*, 1958. Layered basic Xenoliths in some Norwegian gabbro. Beiträge zur Min. und Petr. Bd. 6.
- Foslie, S. og Oftedahl, Chr.*, 1959. Geologisk kart Jævsjø. NGU, Oslo, 1959.
- Getz, A.*, 1890. Grapolittførende skiferzoner i det Trondhjemske. Nytt Mag. for Nat. Vid. XXXI.
- Goldschmidt, W. M.*, 1916. Geol. Petr. Studien im Hochgebirge der Südlichen Norwegens. IV übersicht der eruptivgesteine im Kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vid. Selsk. Skr. Kristiania 1916, No. 2.
- Holmsen, G.*, 1919. Fortsettelsen av Trondhjemsfeltets kisdrag mot nord. N.G.T. Bd. V.
- Kautsky, G.*, 1947. Die «Kvartskakelager» von Gudå. Geol. fören. i Stockholm förh. B. 69, Heft 2.
- Kjerulf, Th.*, 1875. Om Trondhjems stifts geologi (II). Nytt Mag. for Nat. Vid. Vol. 21, hefte 1 og 2.
- Oftedahl, Chr.*, 1958. A Theory of Exhalative—Sedimentary Ores.
- Sæther, E.*, 1949. Forsøksmålinger Skjækerdalen Nikkelforekomster Verdal. Geofysisk Malmleting, Trondheim (stensil).
- Törnebohm, A. E.*, 1896. Grunddragen af Det Centrala Skandinaviens Bergbygning. Kungl. Sv. Vet. Akad. Handl. Bd. 28, No. 5.
- Undås, I.*, 1942. On the Late-Quaternary History of Møre and Trøndelag. Kgl. N. Vid. Selsk. Skr.
- Vogt, Th.*, 1945. The Geology of Part of the Holønda—Horg District a Type Area in the Trondheim Region. N.G.T. 25.



Pl. 2. Profil fra Hærvola (53', 18') til riksgrensen (48', 44'). Tegnforklaringen er den samme som for kartet Pl. 1.

Profile from Hærvola (53', 18') to the Swedish frontier (48', 44').

The Legend is the same as to the map Pl. 1.

NORGES GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE

ÅRSBERETNING FOR 1959

VED

HARALD BJØRLYKKE
DIREKTØR

Innhold.

	Side
NGU's administrasjon	235
Personale	235
Regnskap og budsjett	238
Geologisk kartlegging	239
Generell geologisk kartlegging ..	239
Spesiell kvartærgeologisk kartleg- ging	241
Geologiske kart	242
Spesielle undersøkelser	243
Undersøkelser av malmer og an- dre nyttbare mineraler, berg- arter og løse avleiringer	244
Anleggsgeologi	246
Hydrogeologi	246
Lokaler	247
Bibliotek	247
Bergarkiv	248
Laboratorier	248
Publikasjoner	249
Undervisning. Ekskursjoner i Norge	251
Internasjonale geologmøter. Studiereiser i utlandet	251
Doktorgrad	252

Årsberetning for 1959.

NGU's administrasjon.

Direktør, bergingeniør Karl Ingvaldsen har siden 1. januar 1958 vært adm. direktør for Institusjonsgruppen Norges geologiske undersøkelse, Geofysisk malmleting og Statens råstofflaboratorium.

Personale.

Avskjed:

Preparant I i midlertidig stilling Sverre Teveldal sluttet 30. januar 1959.

Statsgeolog I dr. Tore Gjelsvik sluttet 30. juni 1959.

Statsgeolog I dr. Chr. Oftedahl sluttet 30. juni 1959.

Kontorassistent I Unni Henriksen sluttet 31. august 1959.

Teknisk assistent I i midlertidig stilling Erling Eriksen sluttet 15. desember 1959.

Statsgeolog II Thor Siggerud sluttet 31. desember 1959.

Tilsetninger:

Edv. P. Aarsland ble pr. 1. januar 1959 ansatt midlertidig i ledig stilling som laborant I.

Midlertidig vitenskapelig assistent I Knut Ørn Bryn ble pr. 1. januar 1959 ansatt som vitenskapelig assistent I og pr. 1. juli 1959 som statsgeolog II.

Cand. real. Christian Dick Thorkildsen ble pr. 15. mars 1959 ansatt i midlertidig stilling som vitenskapelig assistent I.

Cand. mag. Per Sæbø ble pr. 15. april 1959 ansatt i midlertidig stilling som vitenskapelig assistent II.

Statsgeolog II Rolf W. Feyling-Hanssen ble pr. 1. juli 1959 beskikket som statsgeolog I.

Midlertidig vitenskapelig assistent Ole-Kr. Ihle ble pr. 1. juli 1959 ansatt som vitenskapelig assistent I og pr. 1. desember 1959 som statsgeolog II.

Björg Stensrud ble pr. 1. september 1959 ansatt midlertidig i stilling som kontorassistent.

Cand. real. Johannes Færden ble pr. 1. juli 1959 beskikket som statsgeolog I (tiltrådte 1. oktober 1959).

Statsgeolog II Fredrik Hagemann ble pr. 1. desember 1959 beskikket som statsgeolog I.

Cand. real. Audun Hjelle ble pr. 7. desember 1959 ansatt som vitenskapelig assistent I.

Ved utgangen av året 1959 hadde NGU følgende personale i hovedstilling:

Direktør:

Bjørlykke, Harald, dr. philos., a. 1. august 1958.

Statsgeologer I:

Broch, Olaf Anton, cand. real., a. 1. juli 1930.

Holmsen, Per, cand. real., a. 1. juli 1939.

Skjeseth, Steinar, cand. real., a. 1. juli 1952.

Feyling-Hanssen, Rolf W., cand. real., a. 1. april 1956.

Hagemann, Fredrik, cand. real., a. 1. mars 1957.

Færden, Johannes, cand. real., a. 1. oktober 1959.

Statsgeologer II:

Larssen, Kari Egede, cand. real., a. 1. juli 1953.

Siggerud, Thor, cand. real., a. 1. juli 1954 (fratrådt 31. desember 1959).

Sverdrup, Thor Lorck, cand. real., a. 16. november 1958.

Bryn, Knut Ørn, cand. real., a. 1. januar 1959.

Ihle, Ole-Kr., cand. real., a. 1. juli 1959.

Midlertidige statsgeologer:

Holmsen, Gunnar, dr. philos.

Poulsen, Arthur O., cand. min.

Reitan, Paul H., dr. philos.

Vitenskapelige assistenter:

Hjelle, Audun, cand. real., a. 7. desember 1959.

Thorkildsen, Christian Dick, cand. real., midl.

Skålvoll, Harald, cand. mag., midl.

Sæbø, Per Christian, cand. mag., midl.

Laboratorieingeniør:

Solli, Roar, sivilingeniør, a. 1. februar 1959.

Kontorsjef:

Bertheau-Hansen, Chr., cand. min., a. 1. januar 1948.

Konstruktør:

Wilhelmsen, John Willy, a. 23. juli 1954.

Tekniske assistenter:

Klemetsrud, Halvard Tidemann, a. 1. juli 1957.

Haugen, Kjersti, a. 21. oktober 1958.

Preparant:

Jacobsen, Knut, a. 1. januar 1943.

Preparantassistent:

Jacobsen, Tom, midl.

Laborant:

Aarsland, Edv. P., midl.

Tegnere:

Engelsrud, Dagny, a. 15. oktober 1925.

Vikholt, Hallfrid, a. 1. mars 1955.

Nergaard, Lajla, midl.

Kontorfullmektiger:

Øverland, Signe, a. 1. januar 1953.

Andersen, Eva, a. 1. september 1956.

Kontorassistent:

Stensrud, Bjørg, midl.

Bud og kontorassistent:

Tscherning, Ida, midl.

Den oppførte dato for ansettelsen angir det tidspunkt da funksjonen ble knyttet til NGU i hovedstilling.

En stilling som teknisk assistent I ble med virkning fra 1. januar 1958 gjort om til stilling som konstruktør II.

NGU har enn videre i deltidsstilling eller timelønt: 1 vaktmester, 3 rengjøringskvinner, 4 tegner- og kontorassistenter, 1 laboratorieassistent, 1 pensjonert professor som vitenskapelig medarbeider.

1 vitenskapelig assistent I-stilling var ved årsskiftet ikke besatt.

En del geologer ved andre institusjoner og viderekomne studenter har vært knyttet til NGU som vitenskapelige medarbeidere under sommerens markarbeid.

Regnskap og budsjett.

Statsbudsjettets kap. 2506.	<i>Regnskap</i>	<i>Budsjett</i>
Inntekter:	1958/59	1959/60
1. Salg av kart og publikasjoner ... kr.	2 965,14	kr. 3 000,00
2. Oppdrag hydrogeologi »	18 073,45	» 40 000,00
3. Andre oppdrag »	7 727,08	» 5 000,00
	<hr/>	
	kr. 28 765,67	kr. 48 000,00

Statsbudsjettets kap. 551.

Utgifter:

1. Lønninger kr.	418 082,35	kr. 587 200,00
2. Kontorutgifter »	93 309,88	» 55 300,00
3. Markarbeid »	91 078,79	» 92 400,00
4. Trykning av kart og publikasjoner »	52 091,67	» 70 000,00
5. Anskaffelse av instrumenter og inventar »	19 810,74	» 25 000,00
6. Driftsutgifter ved laboratorier m.v. »	27 959,31	» 19 200,00
7. Oppdrag hydrogeologi »	34 392,10	» 32 000,00
9. Ymse »	8 710,84	» 3 300,00
	<hr/>	
	kr. 745 435,68	kr. 884 400,00

Statsbudsjettets kap. 555. Malmundersøkelser.

Utgifter:

1. I Finnmark kr.	169 725,65	kr. 180 000,00
2. Utenom Finnmark »	30 520,08	» 100 000,00
	<hr/>	
	kr. 200 245,73	kr. 280 000,00

Geologisk kartlegging.

Den geologiske kartlegging ved NGU utføres hovedsakelig som et systematisk arbeid med henblikk på å dekke hele landet med moderne geologiske kart.

Denne kartlegging baseres på det offentlige kartverk og med hjelp av flyfotos.

Kartleggingen har hittil foregått i målestokken 1:100 000 (rektangel- og gradteigsbladene) og er utarbeidet som kombinerte berggrunns- og løsavleiringskart. Videre utgir man for tiden spesielle løsavleiringskart i målestokk 1:250 000 (landgeneralkartene). Dessuten er der under utarbeidelse løsavleiringskarter i 1:50 000 over de viktige jordbruksstrøk i Mjøsdistriktene.

Foruten dette systematiske kartleggingsarbeid utarbeides der også en del geologiske karter over spesielle områder særlig for bruk ved malmletingsarbeider, undersøkelser av forekomster av industrielle mineraler og for løsning av spesielle geologiske problemer. For fremtiden vil NGU måtte omstille sitt arbeid til de nye offisielle karter (Natokartene) i målestokk 1:50 000, Serie M 711, og 1:250 000, Serie M 515.

Man må da særlig legge vekt på utgivelsen av karter i 1:250 000 for å få ferdig et fullstendig geologisk kartverk over landet innen en rimelig tid mens 1:50 000 kartene inntil videre må forbeholdes særlig viktigere geologiske områder hvor der kreves en større målestokk.

Generell geologisk kartlegging.

I løpet av sommeren 1959 har NGU foretatt geologisk kartlegging innen følgende rektangel- og gradteigskart:

Hvaler (Østfold). Geolog Chr. C. Gleditsch har fortsatt undersøkelsene i tilknytning til sin kartlegging av østsiden av Oslofjorden.

Åmli—Froland (Aust-Agder). W. E. Elders har fortsatt kartlegging av Herefoss-granitten.

Drangedal (Telemark). J. Touret har kartlagt i området omkring Vegårdshei.

Lifjell (Telemark). Statsgeolog Thor Siggerud har fortsatt kartleggingen.

Vinje (Telemark). Cand. real. Gerd Brevig Liestøl, assistert av stud. real Brit Løberg og Brit Amble, fortsatte kartleggingen.

Synnfjell (Oppland). Stud. real. Brit Løberg påbegynte kartleggingen. Landbrukshøgskolestudentene Oddvar Vesterheim, Per Bjerkø, Olav Kvam og Nils O. Røed deltok som assistenter.

Vinstra og Sjødalen (Oppland). Fortsatt kartlegging ved bergingeniør Brynjulf Dietrichson.

Fron (Oppland). Stud. real. H. Chr. Seip kartla sammen med A. Prost (Paris).

Kongsvinger og Solør (Oppland). Statsgeolog Thor L. Sverdrup, vitenskapelige assistenter Knut Ørn Bryn, Ole-Kr. Ihle og Chr. Dick Thorkildsen, cand. real. Audun Hjelle og cand. mag. Harald Skålvoll påbegynte kartleggingen av grunnfjellet nord for Kongsvinger. Arbeidet innledet kartleggingen av grunnfjellsområdene innen Natokartene Hamar og Torsby (1 : 250 000).

Flå—Sperillen (Buskerud). Scott Smithson (Wyoming) påbegynte kartleggingen av Flå-granitten.

Sunndal (Møre). G. Muret († september 1959) har kartlagt.

Oppdal (Sør-Trøndelag). Statsgeolog Per Holmsen, assistert av Per Wilhelmsen, har fullført kartleggingen.

Trollhetta (Sør-Trøndelag). Edward C. Hansen (Yale University) påbegynte kartleggingen.

Frøya—Terningen (Sør-Trøndelag). Stud. real. Sigbjørn Kollung fortsatte kartleggingen av den nordligste del av Hitra og tilstøtende deler av Frøya.

Verdal (Nord-Trøndelag). Cand. real. Fredrik Chr. Wolff fortsatte kartleggingen. Stud. real. Knut Bjørlykke deltok som assistent.

Børgfjell (Nordland). Cand. mag. Arne Grønhaug og cand. mag. Magne Gustavson avsluttet kartleggingen innen kartbladets vestre del. Stud. real. August Nissen fortsatte kartleggingen i kartbladets vestre del til sin hovedoppgave.

Hattfjelldal (Nordland). Stud. real. Lisbeth Reh fortsatte kartleggingen mellom Fiplingdalen og Susendalen.

Tromsø—Målselv (Troms). Direktør Kåre Landmark har i tilslutning til utgivelsen av disse kartblad fortsatt rekognosering på nabo-bladene.

Komagfjord (Finnmark). Statsgeolog Paul H. Reitan har fullført kartleggingen av det nordligste Raipas-vinduet. Som assistenter deltok Richard Varne og Tom Jacobsen.

Lavvoaive (Finnmark). Vitenskapelig assistent Harald Skålvoll påbegynte kartleggingen. Cand. mag. Jens Hysingjord, laborant Edv. P. Aarsland og Nils Haraldstad deltok som assistenter.

Vestertana (Finnmark). Dr. H. G. Reading (University Museum, Oxford) foretok sammen med J. K. Russel kartlegging av Diger-mulen.

Spesiell kvartærgeologisk kartlegging.

Jotunheimen. Under ledelse av statsgeolog Per Holmsen ble den kvartærgeologiske kartleggingen av landgeneralkartbladet påbegynt med følgende medarbeidere: Jan Mangerud, Ole Fredrik Bergersen, Per Jørgensen og Arne Tollan.

Hamar og Gjøvik (Hedmark og Oppland). Det kvartærgeologiske kartleggingsarbeid ble fortsatt fra tidligere år i samarbeid med amanuensis Rolf Selmer-Olsen. Arbeidet ble utført av statsgeolog Kari Egede Larssen, vitenskapelig assistent Ole-Kr. Ihle, kon-

struktør John Wilhelmsen og stud. real. Øyvind Gvein. Innen de nye 1:50 000 Nato-gradteigskart (Serie M 711) er Elverum fullført.

Grimstad—Flekkefjord (Sørlandet). Universitetsstipendiat Bjørn G. Andersen har fortsatt sine undersøkelser av raet.

Nord-Reisa (Troms). Innen det område som er uten trykte gradteigskart, har statsgeolog Rolf W. Feyling-Hanssen innen Natobladet Nordreisa Vest (Serie M 515) fortsatt den kvartærgeologiske kartleggingen i strøkene mellom Lyngenfjorden og Reisdalen (1:250 000), med særlig henblikk på isavsmeltningens forløp.

Alta—Kautokeino (Finnmark). Lektor Torbjørn Fjellang har fortsatt sine undersøkelser over moreneavsetninger og isavsmeltningssfenomener mellom Alta og Kautokeino.

Geologiske kart.

Av statsgeolog Steinar Foslies geologiske manuskriptkart fra Grongfeltet, under utgivelse av tidl. statsgeolog professor Chr. Oftedal, er rektangelkartet Bjørkvassklumpen trykt og Jævsjø, Nordli og Sørli under trykning.

I den kvartærgeologiske kartserie i målestokk 1:250 000 utgitt av pensjonert statsgeolog dr. Gunnar Holmsen, er utkommet kartbladet Østerdalen.

Gradteigskartet Målselv, som er kartlagt av direktør Kåre Landmark i samarbeid med NGU, er utgitt av Tromsø Museum. Beskrivelse ved direktør Landmark vil utkomme i NGU's serie.

Geologisk kart i målestokk 1:100 000 av kartbladene Rjukan og Kviteseid er sendt til trykning. Ofoten og Tromsø foreligger trykkferdige.

Statsgeolog Rolf W. Feyling-Hanssen har utarbeidet et kvartærgeologisk oversiktskart over Norge (1:4 000 000). Kartet er Norges bidrag til et kvartærgeologisk kart over Europa som er under fremstilling av International Association on Quaternary Research INQUA.

Spesielle undersøkelser.

Den internasjonale geologkongress i Norden 1960.

Som forarbeider til kongressens ekskursionsjoner har følgende undersøkelser blitt utført:

Statsgeolog Olaf Anton Broch har studert ekskursionsrute i Telemark. Særlig ble strøket nord og syd for Totakvann undersøkt.

Statsgeolog Thor L. Sverdrup har befart områder ved Kragerø, Langesundsfjorden og Iveland—Evje.

Professor Olaf Høltedahl, statsgeolog Paul H. Reitan og lektor Sven Føyn har i ca. 3 uker gjort undersøkelser i forbindelse med ekskursionsjonen i Nord Norge.

Statsgeolog Kari Egede Larssen har foretatt kvartærgeologiske undersøkelser i Mjøsområdet.

Foraminiferundersøkelser.

Statsgeolog Rolf W. Feyling-Hanssen har fortsatt det mikropaleontologiske arbeid med å utrede og underbygge et stratigrafisk standard skjema for Oslofjord-området sine marine leirer grunnet på foraminiferer. Arbeidet har vært konsentrert om borprofiler ved Sarpsborg, Valle og Fredrikstad. Profiler og vertikalfordelingsskjemaer er tegnet.

Det foreligger avtale med Norges geotekniske institutt om at Instituttet fra samtlige sine boringer avgir prøver til NGU's mikropaleontologiske laboratorium (foraminiferlaboratoriet). Til gjengjeld skal det mikropaleontologiske laboratorium på forlangende avgi uttalelse til Norges geotekniske institutt om nærmere utpekte boringer.

På anmodning fra Norges geotekniske institutt er følgende boringer undersøkt, eller er i arbeid: Fornebu, Skøyen, Lilla Edet i Sverige og Furre i Namdalen.

Pollenundersøkelser.

Statsgeolog Kari Egede Larssen har foretatt befaringer i Hedmark og Vestfold for innsamling av materiale for pollenundersøkelser og for arbeider i samarbeid med Oldsaksamlingen. Hun har dessuten fortsatt de pollenanalytiske undersøkelser av materiale fra Vestfold og Hedmark.

Geologiske aldersbestemmelser.

Statsgeolog Olaf Anton Broch har fortsatt arbeidet med geologisk aldersbestemmelse med hjelp fra det Sovjetrussiske laboratorium for slike bestemmelser.

Undersøkelser av malmer og andre nyttbare mineraler, bergarter og løse avleiringer.

Blokkleting.

Den systematiske leting etter malmblokker ble i 1959 fortsatt med de samme fire blokkleterne som i fjor, nemlig Ivar Homstad, Johannes Nordfjellmark, Torleif Bjerkan og Sverre Strømmen. Blokkletingen ble drevet i midtre del av høgfjellet mellom Namdalen og Tunnsjøen og i liene ut mot Namdalen. Ingen indikasjoner på eventuelle nye forekomster ble funnet.

Malm- og mineralforekomster.

Direktør Harald Bjørlykke har foretatt befaringer av malmforekomster i Grongfeltet, feltspatforekomster i Nordland og nikkelforekomster ved Bruvannet og Eiterdalen i Råna, Ofoten. Sammen med dr. Frank M. Vokes har han foretatt befaringer av malmforekomster og feltspatforekomster på Sørlandet.

Professor Chr. Oftedahl har foretatt reiser i Nordland og Sør-Troms hvor han har undersøkt flere malmforekomster. Han har dessuten ledet blokkletingen i Grongfeltet.

Pensjonert statsgeolog Arth. O. Poulsen har foretatt befaringer av malmforekomster i Nordland.

Stud. real. Boye Flood har fortsatt den geologiske undersøkelse av Straumfjordens kopperfelt, Kvæfjord på Hinnøy.

Statsgeolog Thor L. Sverdrup har med bevilgning fra Utbyggingsfondet for Nord-Norge avsluttet undersøkelsen av kvarts-feltspatbruddene i Drag, Tysfjord, og bruddenes omgivelser.

Cand. mag. Haldis Bollingberg har fortsatt undersøkelser av bly-sinkforekomster ved Grua.

Statsgeolog Paul H. Reitan har foretatt en geokjemisk prospektering i og omkring Ulveryggen kopperforekomst ved Repparfjord.

Cand. mag. Magne Gustavsson, assistert av stud. real. Tore Mithsem og stud. real. Per Ragnar Lund, har drevet undersøkelser på kartblad Salangen. Særlig har de lagt vekt på å studere de manganholdige jernmalmenes forløp nordover. Rubben manganforekomst ble også undersøkt.

Kongsvinger og Solør. I tillegg til den generelle geologiske kartleggingen i dette området ble det foretatt en del malmleting, vesentlig

etter magnetitt—ilmenitt-forekomster. Undersøkelsene ble først utført av den kartleggende gruppen, senere med en spesialundersøkelse utført av statsgeologene Thor L. Sverdrup og Knut Ørn Bryn og cand. mag. Harald Skålvoll og cand. mag. Per Chr. Sæbø.

Disse undersøkelsene bygget på magnetometermålinger utført fra fly. Det var bergingeniør Andreas Eriksen som hadde engasjert Lundberg Explorations Ltd. AB, Sverige, og alt materialet er stillet til rådighet for Norges geologiske undersøkelse. Videre bekostet bergingeniør Eriksen våre utgifter i forbindelse med kartleggingen og malmletingen i dette området.

Statsgeologene har videre befart en rekke mindre malmforekomster etter anmodning fra offentlige organer og privatpersoner. NGU har dessuten i årets løp besvart et stort antall muntlige og skriftlige forespørsler og bestemt innsendte prøver av mineraler, bergarter og jordarter.

Uran—thorium-undersøkelser.

Det har i 1959 vært utført en rekke befaringer i Telemark, Aust-Agder og Rogaland. En befaringsreise har også vært foretatt til Nord-Norge (Salangen, Hamarøy, Kjerringøy m. m.) av vitenskapelig assistent Christian Dick Thorkildsen.

Resultatene fra flere av befaringene gir grunnlag for videre undersøkelser. De fleste av forekomstene er funnet av private, men har hittil hatt for liten totalgehalt av uran. Norges geologiske undersøkelse vil imidlertid oppfordre folk til fortsatt å sende inn prøver for radiometrisk kontroll. Slike undersøkelser utføres gratis.

Statsgeolog Thor L. Sverdrup har sammen med vitenskapelige assistenter Christian Dick Thorkildsen og Ole-Kr. Ihle foretatt en mer detaljert radiometrisk undersøkelse syd for Stavanger.

Thorium-aktiviteten i Langesunds-området undersøkes og kartlegges. Det meste av arbeidet har i 1959 vært utført av Christian Dick Thorkildsen.

Det meste av veiene i Møre og Romsdal er i løpet av sommeren kjørt med Land-Rover (Cargo-utstyr) for radiometrisk kontroll. Arbeidet er utført av statsgeolog Thor Siggerud sammen med teknisk assistent Erling Eriksen.

Statsgeolog Thor Siggerud har hatt den vesentlige kontroll med det utførte arbeidet.



Vannavdelingens stand på Landbrukets jubileumsutstilling på Ekeberg.

Anleggsgeologi.

NGU har som vanlig foretatt befaringer og avgitt uttalelser av anleggsgeologisk art.

Hydrogeologi.

Hydrogeologisk avdeling flyttet våren 1959 til nye lokaler i Eilert Sundtsgt. 32. Der disponerer avdelingen 5 rom.

Avdelingens virksomhet i 1959 har vært preget av den usedvanlige tørkesommer i Sør-Norge. Statsgeologene Steinar Skjeseth, Fredrik Hagemann og Knut Ørn Bryn var stadig på befaringer i forbindelse med brønnboringer og vannforsyninger. Geologene rakk ikke frem til alle som ønsket hjelp, selv om reiseruten ble lagt opp så rasjonelt som mulig.

Tekniker Tidemann Klemetsrud har foretatt grunnboringer og laboratorieundersøkelser av løsavleiringer i forbindelse med bygging av rørbrønner. Registreringsarbeidet av borebrønner ved vannboringsarkivet utføres av fru Aase Walderhaug.

Hydrogeologisk avdeling deltok ved Landbrukets Jubileumsutstilling 1959 på Ekeberg. Gårdsbrukene på utstillingen ble forsynt med vann fra en 70 m dyp borebrønn i fjell. Brønnen ga ca. 4000 l/time og var et godt eksempel på hvordan vannproblemene på landsbygda kan

løses. Ved hjelp av modeller i keramikk og profiler viste en hvordan vann opptrer i fjell. Utstillingen og modeller ble utført av tegner Lajla Nergaard.

Geologene ved avdelingen har holdt flere foredrag om grunnvann og vannforsyning.

Lokaler.

NGU har siden 1947 hatt sitt hovedkontor i Josefinesgt. 34.

Våren 1959 overtok den hydrogeologiske avdeling ved NGU 5 rom i Eilert Sundtsgt. 32.

Institusjonen disponerer dessuten 3 kontorrom og laboratorium på Institutt for geologi, Universitetet, Blindern, og 3 kontorrom og laboratorium på Geologisk museum på Tøyen.

NGU's nybygg i Trondheim.

Plankomiteen for nybygget i Trondheim har i 1959 hatt følgende sammensetning:

Direktør Karl Ingvaldsen, formann
Riksarkitekt K. M. Sinding-Larsen
Arkitekt Tycho Castberg
Direktør Harald Bjørlykke
Sekretær Arne Parmann.
Som sekretær var oppnevnt kontorsjef Rolf Skjetne.

Arbeidsutvalg:

Direktør Karl Ingvaldsen
Arkitekt Tycho Castberg
Direktør Harald Bjørlykke.

Arbeidet med planleggingen av NGU's nye bygg på Østmarknesset ved Trondheim har fortsatt etter planen, og grunnstensnedleggelsen vil finne sted i februar 1960. Bygget er da beregnet ferdig til innflytning i siste halvdel av 1961.

Bibliotek.

Tilveksten i det forløpne år utgjør 1345 nummer. I alt omfatter biblioteket ca. 40 650 bind inklusiv småtrykk og separater.

Pensjonert statsgeolog Arth. O. Poulsen har fortsatt som bibliotekar.

Biblioteket har dessuten fått en større samling av verdifulle separater fra lektor Sven Føyn.

Bergarkiv.

Bergarkivet har i årets løp hatt en tilvekst av 50 rapporter.

I alt har Bergarkivet 3633 rapporter, hvorav 500 gjelder forekomster av industrielle mineraler og bergarter.

Kartsamlingen viser en tilvekst av 16 kart og omfatter 1455 kart.

Vår samling av tracinger har hatt en tilvekst på 93 i det forløpne år og omfatter nå 1489 tracinger.

Det er utarbeidet oversiktskart over landets forekomster av industrielle mineraler og bergarter.

Pensjonert statsgeolog Arth. O. Poulsen har fortsatt som ansvarshavende for Bergarkivet.

Laboratorier.

NGU's kjemiske laboratorium har lokaler i Geologisk museum. I løpet av året er det utført 36 fullstendige silikatanalyser og ca. 200 andre analyser og oppdrag.

Foruten analyser i forbindelse med NGU's eget arbeid er det for andre oppdragsgivere utført 10 fullstendige silikatanalyser og 30 andre analyser.

Leder for det kjemiske laboratorium er laboratorieingeniør Roar Solli.

Ved *Jordartslaboratoriet* er det foretatt ca. 135 differensialtermiske analyser og ca. 250 mekaniske analyser. Analysene er hovedsakelig utført i forbindelse med kartleggingen av Mjøsområdet.

Besvarelse av innsendte prøver fra industrien og statsinstitusjoner er foretatt for en del prøver.

Audun-Kr. Nygaard har vært ansatt som laboratorieassistent.

Ansvarshavende for Jordartslaboratoriet har vært konstruktør John Wilhelmsen.

Mikropaleontologisk laboratorium. Ved laboratoriet er det i 1959 opparbeidet ca. 1000 leirprøver for mikropaleontologisk undersøkelse. Det daglige arbeidet i laboratoriet har vært utført av Audun-Kr. Nygaard, som også har foretatt rutinemessig mikroskopering av en rekke borkjerner. Han har også konstruert og grovtegnet de fleste skjemaer. I den utstrekning det har latt seg gjøre, har laboratoriets hjelpemidler vært stillet til disposisjon for studenter og forskere.

Radiometrisk laboratorium. Laboratoriet har i 1959 hatt lokaler i Geologisk museum på Tøyen.

Foruten bearbeidelse av eget innsamlet materiale fra feltundersøkelser samt kontroll av andre geologers stuffer har laboratoriet undersøkt innsendte prøver og besvart forespørsler. Det meste av det innsendte materialet er fra pegmatitter.

Feltutstyret er det samme som tidligere. Det har vært en del utlån av G.M.-tellere.

Teknisk assistent Erling Eriksen sluttet ved laboratoriet høsten 1959.

Laboratoriets leder var i 1959 statsgeolog Thor Siggerud. Ved Siggeruds avskjed 31. desember 1959 ble laboratoriet underlagt Mineralogisk laboratorium.

Mineralogisk laboratorium. Laboratoriet ble opprettet våren 1959. Penger til innkjøp av røntgenapparat ble bevilget NGU av Bergfondet. Samtidig ble en midlertidig vitenskapelig assistentstilling opprettet for betjening av apparatur og mineralidentifikasjon. Vitenskapelig assistent Per Chr. Sæbø ble ansatt.

Laboratoriet har hatt flere 100 innsendte prøver til undersøkelse.

Flere nye mineraler for Norge er identifisert (understreket). Innen Oslofeltet er følgende mineraler funnet: *milarite* og *stoltzite* fra Grorud og *thaumasite*, *chabasite* og *thomsonite* fra Årvoll. Videre er *lombardite?*, *kainosite* og ikke metamikt *uraninite* fra en pegmatitt ved Krøderen, *tyuyamunite* og *meta-tyuyamunite* fra Dalane kopperforekomster, Telemark, *cerussite* og *aurichalcite* fra Dirdal i Rogaland identifisert.

Undersøkelsene av disse mineralene vil bli publisert senere.

Identifikasjonene er vesentlig gjort av vitenskapelig assistent Per Chr. Sæbø. Leder av laboratoriet er statsgeolog Thor L. Sverdrup.

Publikasjoner.

der: The Precambrian Schists and Gneisses of Lakselv

I NGU's serie er i 1959 utkommet:

Nr. 204 B. Arth. O. Poulsen: Navneliste til kart over gruver og malmforekomster i Nord-Norge.

Nr. 205. Årbok 1958. (Innhold: Knut Ørn Bryn: Geologien på søndre del av kartblad Essandsjø. (S.) Dwight F. Crowder: The Precambrian Schists and Gneisses of Lakselv.

Valley, Northern Norway. (Sammendrag: Den prekambriske skifer og gneis i Lakselvdalen, Nord-Norge.) Richard V. Dietrich: Geological Reconnaissance of the Area between Kristiansand and Lillesand. (Sammendrag: Geologiske iakttagelser i Randesund-området.) Rolf W. Feyling-Hanssen: Marine kvartær-fossiler fra Seimsjøen i Sør-Odal. (S.) Fredrik Hagemann: Vannboring i Øst- og Midt-Finnmark. Meddelelse fra Vannboringsarkivet nr. 9. (S.) Olaf Holtedahl: Noen iakttagelser fra Grønsennknipa i Vestre Slidre, Valdres. (S.) Christoffer Oftedahl: Note on gel structures in a pyrite bed, the Grong district. (Sammendrag: Gelstruktur i vasskis, Grongfeltet.) Paul H. Reitan and J. J. C. Geul: On the formation of a carbonate-bearing ultrabasic rock at Kviteberg, Lyngen, northern Norway. (Sammendrag: Om dannelsen av en karbonatførende ultrabasisk bergart ved Kviteberg, Lyngen, Nord-Norge.) Thor Siggerud: Uranundersøkelser i Trøndelag. (S.) Thor Siggerud: Fotogeologi. (S.) Steinar Skjeseth: Rørbrønner ved Rena og Elverum. Meddelelse fra Vannboringsarkivet nr. 8. (S.) Per Chr. Sæbø. Paul H. Reitan, and J. J. C. Geul: Stilbite, stellerite, and laumontite at Honningsvåg, Magerø, northern Norway. (Sammendrag: Desmin, stellerit og laumontit ved Honningsvåg, Magerø, Nord-Norge.) Per Chr. Sæbø and Paul H. Reitan: An occurrence of zeolites at Kragerø, southern Norway. (Sammendrag: Et funn av zeoliter nær Kragerø, Syd-Norge.) Per Chr. Sæbø and Thor L. Sverdrup: Note on stilbite from a pegmatite at Elveneset, Innhavet in Nordland county, Northern Norway. (Sammendrag: Meddelelse om et funn av desmin (stillbitt) fra en pegmatitt ved Elveneset, Innhavet i Nordland fylke.) Trygve Strand: Valdresparagmittens stratigrafiske stilling. (S.) Gunnar Holmsen: Norges geologiske undersøkelse gjennom 100 år. Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1958. Ved direktør Harald Bjørlykke. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 270 s.

Trykte geologiske kart se s. 242.

I andre tidsskrifter er det i 1959 trykt følgende artikler av NGU's stab:

1. Rolf W. Feyling-Hanssen og Finn J. Skjerlie: *En «Kvartærbrek-sje»*. Norsk Geogr. Tidsskr., Bd. 16.
2. Per Holmsen: *Ballast og prøvemeter for ballast*. Nordisk Jernbanetidsskr., nr. 4, 1959.
3. Paul H. Reitan: *A hypothesis accounting for a two-phase orogenic cycle*. The Journal of Geology, vol. 67, no. 2.
4. Paul H. Reitan: *Pegmatite veins and the surrounding rocks III. Structural control of small pegmatites in amphibolite, Rytterholmen, Kragerøfjord, Norway*. Norsk Geol. Tidsskr., 1959, vol. 39, h. 2—3.
5. Paul H. Reitan: *Pegmatite veins and the surrounding rocks IV. Genesis of a discordant pegmatite vein, St. Hansholmen, Risør, Norway*. Norsk Geol. Tidsskr., 1959, vol. 39, h. 2—3.
6. Thor L. Sverdrup, Knut Ørn Bryn and Per Chr. Sæbø: *Bastnäsite, a new mineral for Norway*. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 39.
7. Henrich Neumann and Thor L. Sverdrup: *Bavenite from Boksjøen mineral mine, near Aspedammen in the county of Østfold*. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 39, p. 339.

Undervisning — Ekskursjoner i Norge.

Flere av statsgeologene er beskjeftiget med regulær undervisning ved Universitetet og Norges landbrukshøgskole. Dessuten har NGU's geologer i løpet av året ved flere anledninger ledet ekskursjoner for forskjellige skoler og institusjoner her i landet. De har også medvirket ved utenlandske geologers studiebesøk i Norge.

Statsgeologene har holdt en rekke foredrag om geologi, bl. a. i Norsk Rikskringkasting og i faglige foreninger.

Internasjonale geologmøter — Studiereiser i utlandet.

5. mars deltok statsgeolog Fredrik Hagemann og vitensk. assistent Knut Ørn Bryn i et hydrogeologisk møte i Stockholm. Møtet ble arrangert av Geologiska Föreningen i Stockholm.

I tiden 16.—30. mai oppholdt statsgeolog Thor Siggerud seg i England for å studere fotogeologi i forbindelse med geofysiske målinger.

I juni representerte prof. Olaf Holtedahl Norge ved en verdenskart-konferanse i Moskva.

I tiden 15.—22. juni deltok statsgeolog Rolf W. Feyling-Hanssen i Det 6. europeiske mikropaleontologiske kollokvium i Mainz-Freiburg.

I tiden 3. september til 10. oktober deltok direktør Harald Bjørlykke i en geologisk ekskursjon til Alpene og Italia arrangert av studentforeningen «Gæa Norvegia».

I oktober representerte prof. Olaf Holtedahl Norge ved en verdenskart-konferanse i Stockholm.

I tiden 2.—5. november representerte prof. Chr. Oftedahl NGU i et møte i Hannover om Europa-kartet.

Doktorgrad

Statsgeolog Paul H. Reitans arbeider:

Pegmatite veins and the surrounding rocks.

- I. Petrography and structure. (N.G.T. 1956. Vol. 36, p. 213—239.)
- II. Changes in the olivine gabbro surrounding three pegmatite veins, Risør, Norway. (N.G.T. 1958. Vol. 38, p. 279—311.)
- III. Structural control of small pegmatites in amphibolite, Rytterholmen, Kragerøfjord, Norway. (N.G.T. 1959, Vol. 39, p. 175—196.)
- IV. Genesis of a discordant pegmatite vein, St. Hansholmen, Risør, Norway. (N.G.T. 1959. Vol. 39, p. 197—229.)

ble kjent verdige til å forsvares for den filosofiske doktorgrad ved Oslo Universitet. Disputasen fant sted i Universitetets gamle festsal den 18. desember. Som opponenter fungerte professorene Ivar Oftedal og Tom W. Barth.

FORTEGNELSE OVER
NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE
PUBLIKASJONER OG KART

*List of publications and maps
issued by
Norges Geologiske Undersøkelse*

Papers in Norwegian marked with an (S.) after the title have summaries in English. Papers marked with (Z.) (Zusammenfassung) or (R.) (Resumé) have summaries in German or French, respectively.

Norges geologiske undersøkelse

har utgitt i kommisjon hos H. Aschehoug & Co. i Oslo:

1. Aarvog for 1891 (Indhold: *K. O. Bjørlykke*: Graptolitførende skifere i vestre Gausdal. *Th. Münster*: Foreløbige meddelelser om reiser i Mjøsegnene udførte for Den Geologiske Undersøgelse sommeren 1889. *Joh. C. Andresen*: En nyfunden flek av primordial i Hennungsbygden, Grans præstegjæld. *Hans Reusch*: En dag ved Åreskutan. *S. A. Hougland*: Bergartsgange ved Sand i Ryfylke. *G. E. Stangeland*: Bemærkninger om endel myrstrækninger i Bergs og Rakkestads præstegjælde i Smaalenene samt om myrene paa Jæderen. *J. Johnsen*: Svenningsdals sølvgruber. *J. P. Friis*: Feldspat, kvarts og glimmer, deres forekomst og anvendelse i industrien. *Hans Reusch*: Granitindustrien ved Idefjorden. *Hans Reusch*: Skuringsmærker og morænegrus eftervist i Finmarken fra en periode meget ældre end «istiden». (S.) Kr. 1,50.
2. *C. H. Homan*. Selbu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Selbus omraade. (S.) 1890. Kr. 1,00.
3. *J. H. L. Vogt*. Salten og Ranen, med særlig hensyn til de vigtigste jernmalm- og svovelkis-kobberkis-forekomster samt marmorlag. (Z.) 1890. Utsolgt.
4. *Hans Reusch*, med bidrag af *Tellef Dahll* og *O. A. Corneliussen*. Det nordlige Norges geologi. (S.) 1891. Utsolgt.
5. *G. E. Stangeland*. Torvmyrer inden kartbladet Sarpsborgs omraade. (S.) Med kart. 1892. Kr. 1,00.
6. *J. H. L. Vogt*. Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige representerede grupper af jernmalmsforekomster. (Z.) 1892. Utsolgt.
7. *J. H. L. Vogt*. Nikkelforekomster og nikkelproduktion. (Z.) 1892. Utsolgt.
8. *G. E. Stangeland*. Torvmyrer inden kartbladet Nannestads omraade. (S.) Med kart. 1892. 1,50.
9. *Amund Helland*. Jordbunden i Norge. (S.) 1893. Utsolgt.
10. *Amund Helland*. Tagskifere, heller og vekstene. 1893. Kr. 3,00.
11. *W. C. Brøgger*. Lagfølgen på Hardangervidda og den såkaldte «høifjeldskvarts». (Z.) 1893. Kr. 2,50.
12. *Carl C. Rüber*. Norges granitindustri. (S.) 1893. Kr. 1,00.
13. *K. O. Bjørlykke*. Gausdal. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Gausdals omraade. (S.) 1893. Kr. 1,00.
14. Aarvog for 1892 og 93. (Indhold: *H. Reusch*: Strandflaten, et nyt træk i Norges geografi. (Med kart.) *H. Reusch*: Mellem Bygdin og Bang. *H. Reusch*: Har der existeret store, isdæmmede indsøer paa østsiden af Langfjeldene? *K. O. Bjørlykke*:

- Høifjeldskvartsens nordøstligste udbredelse. *J. P. Friis*: Udvinning af feldspat og glimmer i Smaalenene. *Amund Helland*: Dybderne i nogle indsøer i Jotunfjeldene og Thelemarken. *E. Ryan*: Undersøgelse af nogle torvprover. *Amund Helland*: Opdyrkning af lerfaldet i Værdalen.) 1894. Kr. 2,50.
15. *J. H. L. Vogt*. Dunderlandsdalens jernmalmsfelt i Ranen, Nordlands amt, lidt søndenfor polarkredsen. (Z.) 1894. Kr. 2,00.
 16. *Amund Helland*. Jordbunden i Jarlsberg og Larviks amt. 1894. Kr. 3,00.
 17. *J. H. L. Vogt*. Nissedalens jernmalmsforekomst. (I Thelemarken.) (Z.) 1895. Kr. 1,25.
 18. *Amund Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. I. Den almindelige del og herredene i Søndmør. 1895. Utsolgt.
 19. *Amund Helland*. Jordbunden i Romsdals amt. II. Herredene i Romsdalen og Nordmør. 1895. Utsolgt.
 20. *G. E. Stangeland*. Om torvmyrer i Norge og deres tilgodegjørelse. I. (S.) 1896. Utsolgt.
 21. Aarvog for 1894 og 95. (Indhold: *H. Reusch*, Geologisk literatur vedkommende Norge 1890—95.) 1896. Kr. 2,00.
 22. *J. H. L. Vogt*. Norsk marmor. (Z.) 1897. Kr. 5,00.
 23. *Amund Helland*. Lofoten og Vesteraalen. 1897. Kr. 2,50.
 24. *G. E. Stangeland*. Om torvmyrer i Norge og deres tilgodegjørelse. II. (S.) 1897. Kr. 2,50.
 25. *K. O. Bjørlykke*. Geologisk kart med beskrivelse over Kristiania by. 1898. Utsolgt.
 26. *K. O. Bjørlykke*. Norges Geologiske Undersøgelsses udstilling i Bergen. (S.) 1898. Kr. 0,50.
 27. *J. P. Friis*. Terrængundersøgelser og jordboringer i Stjørdalen, Værdalen og Guldalen samt i Trondhjem i 1894, 95 og 96. (S.) Kr. 1,00.
 28. Aarvog for 1896 til 99. (Indhold: *Andr. M. Hansen*: Skandinaviens stigning. (S.) *A. Helland*: Strandlinjernes fald. (S.) Med kart. *J. Rekstad*: Løse afleiringer i øvre Foldalen. (S.) *J. Rekstad*: Om periodiske forandringer hos norske bræer. (S.) *Adolf Dal*: Geologiske iagttagelser omkring Varangerfjorden. (S.) 1900. Kr. 2,00.
 29. *J. H. L. Vogt*. Søndre Helgeland. Morfologi. Kvartærgeologi. Svenningsdalens sølvertsngange. (Z.) 1900. Kr. 2,50.
 30. *Ths. Münster*. Kartbladet Lillehammer. Tekst. (Z.) 1900. Kr. 1,00.
 31. *W. C. Brøgger*. Om de senglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. (Molluskfaunaen.) (S.) 1900—01. Kr. 10,00.
 32. Aarvog for 1900. (Indhold: 9 avhandlinger av *H. Reusch*. Nogle optegnelser fra Værdalen. (Det store Værdalskred m. m.) Jordfaldet ved Mørset i Stjørdalen. Høifjeldet mellem Vangsmjøsen og Tisleia (Valdres). Listerlandet. Istidsgruset ved Lysefjordens munding. En forekomst af kaolin og ildfast ler ved Dydland nær Flekkefjord. Skjærgaarden ved Bergen. Oplysninger til Blakstads jordbundskart over Trondhjems omegn. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevne til. (S.) 1901. Kr. 3,00.
 33. Aarvog for 1901. (Indhold: *H. Reusch*. Geologisk literatur vedkommende Norge 1896—1900.) 1902. Kr. 2,00.
 34. Aarvog for 1902. (Indhold: *Johan Kiær*: Etage 5 i Asker. (S.) *Reusch*, *Rekstad* og *K. O. Bjørlykke*: Fra Hardangerviddens. (S.) *J. Rekstad*: Iagttagelser fra bræer

- i Sogn og Nordfjord. (S.) *J. Rekstad*: Geologisk kartskitse over tragtene omkring Velfjorden, med beskrivelse. (S.) 1902. Kr. 2,50.
35. *O. E. Schiøtz*: Den sydøstlige del af Sparagmit-Kvartsfjeldet i Norge. (S.) Med kart. Tillegg: *W. C. Brøgger*: *Agnostus gibbus*, Linns. var. *Schiøtzii*. 1903. Kr. 3,00.
36. Aarbog for 1903. (Indhold: *J. P. Friis*: Andøens kulfelt. (S.) *H. Reusch*: Nogle optegnelser fra Andøen. (S.) *H. Reusch*: Fra det indre af Finmarken. (S.) *H. Kaldhol*: Suldalsfjeldene. (S.) *J. Rekstad*: Fra høifjeldstrøget mellem Haukeli og Hemse-dalsfjeldene. (S.) *J. Rekstad*: Skoggrændsens og snelinien's større høide tidligere i det sydlige Norge. (S.) 1903. Kr. 3,50.
37. Aarbog for 1904. (Indhold: *Jens Holmboe*: Om faunaen i nogle skjælbanker og lerlag ved Norges nordlige kyst. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Om oversiluren i Brumund-dalen. (S.) *Andr. M. Hansen*: Litt om Mjøsøkelen. (S.) *J. Rekstad*: Beskrivelse til kartbladet Donna. (S.) *Johan Kjær*: Bemærkninger om oversiluren i Brumund-dalen. (S.) *J. Rekstad*: Fra det nordøstlige af Jotunfjeldene. (S.) Med kart. *H. Reusch*: Nogle notiser fra Sigdal og Eggedal. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Et kort tilsva-r til dr. Kiær's bemærkninger om oversiluren i Brumunddalen. (S.) 1904. Kr. 3,50.
38. *G. E. Stangeland*. Om torvmyrer i Norge og deres tilgodegjørelse. III. (S.) 1904. Kr. 2,50.
39. *K. O. Bjørlykke*. Det centrale Norges fjeldbygning. (S.) Med kart. Tillegg: *Chas. Lapworth*. Notes on the Graptolites from Bratland, Gausdal, Norway. 1905. Kr. 10,00.
40. *Hans Reusch*. Voss. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Voss's omraade. (S.) 1905. Kr. 2,00.
41. *W. C. Brøgger*. Strandliniens beliggenhet under stenalderen i det sydøstlige Norge. (Z.) 1905. Kr. 4,00.
42. *A. W. Brøgger*. Øxer av Nøstvettypen. Bidrag til kunskaben om ældre norsk sten-alder. (Z.) 1905. Kr. 2,00.
43. Aarbog for 1905. (Indhold: *K. O. Bjørlykke*: Om Selsmyrene og Lesjasandene. (S.) *K. O. Bjørlykke*: Om ra-ernes bygning. (S.) *J. H. L. Vogt*: Om relationen mellem størrelsen af eruptivfelterne og størrelsen af de i eller ved samme op-trædende malmudsondringer. (Z.) *J. Rekstad*: Iagttagelser fra Folgefondens bræer. (Z.) *J. H. L. Vogt*: Om Andøens jurafelt, navnlig om landets langsomme ned-synken under juratiden og den senere hævnning samt gravforkastning. (Z.) *C. Bugge*: Kalksten og marmor i Romsdals amt. (S.) *J. Rekstad*: Fra Indre Sogn. (S.) 1905. Kr. 3,50.
44. Aarbog for 1906. *Hans Reusch*. Geologisk literatur vedkommende Norge 1901—1905. 1907. Kr. 2,50.
45. Aarbog for 1907. (Indhold: *J. Rekstad*: Folgefonnshalvøens geologi. (S.) *C. Bugge*: Bergverksdriften i Norge 1901—1905. *H. Reusch*: Skredet i Loen 15de januar 1905. (S.) *C. Bugge*: Bemærkninger om norsk stenindustri. *Olaf Holtedahl*: Alun-skiferfeltet ved Øieren. (Z.) 1907. Kr. 3,00.
46. *J. H. L. Vogt*. De gamle norske jernverk. (Z.) 1908. Kr. 1,50.
47. *Hans Reusch*. Tekst til geologisk kart over fjeldstrøkene mellem Jostedalbræen og Ringerike. (S.) Med kart. 1908. Kr. 2,50.
48. *K. O. Bjørlykke*. Jæderens geologi. (S.) 1908. Kr. 2,50.
49. Aarbog for 1908. (Indhold: *H. Reusch*: Den geologiske undersøgelses opgaver. *V. M. Goldschmidt*: Profilet Ringsaker—Brøttum ved Mjøsen. (Z.) *G. Holmsen*:

- Geologiske iagttagelser fra Børgefjeld. (S.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra Søndhordland. (S.) *H. Kaldhol*: Fjeldbygningen i den nordøstlige del av Ryfylke. (S.) *J. Rekstad*: Bidrag til kvartærtidens historie for Nordmør. (S.) 1909. Kr. 4,50.
50. *Hans Reusch*. Norges Geologi. 1910. Utsolgt.
51. *J. H. L. Vogt*. Norges Jernmalforekomster. (Z.) 1910. Kr. 4,00.
52. *A. Grimnes*. Jæderens Jordbund. (S.) Beskrivelse til *A. Grimnes*: Kart over Jæderen 1 : 50 000. 1910. Med kart. Kr. 4,00.
53. Aarbok for 1909. (Indhold: *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra strøket mellem Sognefjord, Eksingedal og Vossestranden. (S.) *W. Werenskiold*: Om Øst-Telemarken. (S.) *V. M. Goldschmidt*: Geologiske iagttagelser fra Tonsaasen i Valdres. (S.) *J. Oxaal*: Fjeldbygningen i den sydlige del av Børgefjeld og trakterne om Namsvandene. (S.) *J. Rekstad*: Beskrivelse til det geologiske kart over Bindalen og Leka. (S.) *Th. Vogt*: Om eruptivbergartene paa Langøen i Vesteraalen. (Z.) 1910. Kr. 4,00.
54. *Andr. M. Hansen*. Fra Istiderne. Vest-Raet. 1910. Kr. 3,50.
55. *Daniel Danielsen*. Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi. (S.) 1910. Kr. 2,00.
56. *Carl Bugge*. Rennebu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Rennebus omraade. (S.) Med kart. 1910. Kr. 5,00.
57. Aarbok for 1910. (Indhold: *W. Werenskiold*: Fra Numedal. (S.) *A. Hoel*: Oks-tinderne. (R.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra ytre del av Saltenfjorden. *H. Reusch*: De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. (S.) 1910. Kr. 3,50.
58. *W. Werenskiold*. Fornebolandet og Snarøen i Østre Bærum. (S.) Med kart. 1911. Kr. 2,50.
59. Aarbok for 1911. (Indhold: *J. Oxaal*: Fra Indre Helgeland. (S.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra nordvestsiden av Hardangerfjord. (S.) *C. W. Carstens*: Geologiske iagttagelser fra Mo præstegjæld i Nordlands amt. (Z.) *Rolf Marstrander*: Svartisen, dens geologi. (S.) 1900. Kr. 3,50.
60. *W. Werenskiold*. Søndre Fron. Fjeldbygningen inden rektangelkaret Søndre Frons omraade. (S.) Med kart. 1911. Kr. 5,00.
61. Aarbok for 1912. (Indhold: *Gunnar Holmsen*: Oversigt over Hatfjelddalens geologi. (Z.) *C. Bugge*: Lagfølgen i Trondhjemsfeltet. (S.) *J. Rekstad*: Fra øerne utenfor Saltenfjord. (S.) *J. Rekstad*: En mytilus-fauna under morænemasser i Smaalenene. (S.) *J. Oxaal*: Norges eksport av sten i aarene 1870—1911 samt forsøk til en statistikk over det indenlandske forbruk av huggen sten. (S.) 1913. Kr. 3,50.
62. *J. Rekstad*. Bidrag til Nordre Helgelands geologi. (S.) Med kart. 1912. Kr. 3,00.
63. *Olaf Høltedahl*. Kalkstensforekomster i Kristianiafeltet. (S.) 1912. Kr. 2,50.
64. *Hans Reusch*. Tekst til geologisk oversigtskart over Søndhordland og Ryfylke. (S.) Med kart. 1913. Kr. 2,50.
65. *K. O. Bjørlykke*. Norges kvartærgeologi. (S.) 1913. Utsolgt.
66. *W. Werenskiold*. Tekst til geologisk kart over strøkene mellem Sætersdalen og Ringerike. (S.) Med kart. 1912. Kr. 2,50.
67. *J. Rekstad*. Fjeldstrøket mellem Saltdalen og Dunderlandsdalen. (S.) Med kart. 1913. Kr. 2,50.
68. Aarbok for 1913. (Indhold: *J. Oxaal*: Den hvite granit i Sogn. (S.) *O. E. Schiotz*: Om isskillet i trakten omkring Fæmund. (S.) *H. Reusch*: Fra Trysil. (S.) *S. Foslie*: Ramsøy titanmalmfelt i Solor og dets differentiationsprocesser. (S.) 1914. Kr. 3,00.
69. Aarbok for 1914. (Indhold: *J. Rekstad*: Fjeldstrøket mellom Lyster og Bøver-

- dalen. (S.) *J. Oxaal*: Kalkstenshuler i Ranen. (S.) *J. Rekstad*: Kalksten fra Nordland. (S.) *H. Reusch*: Nogen bidrag til Hitterens og Smølen's geologi. (S.) *O. Holtedahl*: Fossiler fra Smølen. (S.) 1914. Kr. 3,00.
70. Fem avhandlinger, skrevne i anledning Norges Jubileumsutstilling 1914. (Indhold: *H. Reusch*: Norges Geologiske Undersøkelse. (S.) *W. Werenskiold*: Tekst til geologisk oversiktskart over det sydlige Norge. (S.) *Th. Vogt*: Geologisk beskrivelse til kartet over Nordland. (S.) *J. H. L. Vogt*: Norges Bergverksdrift. (S.) *J. Oxaal*: Den norske stenindustri. (S.) 1914. Kr. 1,00.
71. *Carl Fred. Kolderup*. Egersund. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Egersunds omraade. (Z.) Med kart. 1914. Kr. 5,00.
72. *J. H. L. Vogt*. Gronggruberne og Nordlandsbanen. (Z.) 1915. Kr. 2,00.
73. *Gunnar Holmsen*. Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen. (S.) Med kart. 1915. Kr. 4,00.
74. *Gunnar Holmsen*. Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen-Fæmundsstrøket. (S.) Med kart. 1915. Kr. 2,50.
75. Aarbok for 1915. (Indhold: *O. Holtedahl*: Iagttagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. (S.) *O. Holtedahl*: Nogen foreløbige meddelelser fra en reise i Alten i Finmarken. (S.) *J. Rekstad*: Kvartær tidsregning. Terrassen ved Moen i Øvre Aardal, Sogn. (S.) *H. Reusch*: Den formodede littoriansænkning i Norge. (S.) *J. Rekstad*: Helgelands ytre kyststrand. (S.) *J. H. L. Vogt*: Om manganrik sjøalm i Storsjøen, Nordre Odalen. (Z.) 1915. Kr. 4,00.
76. *John Oxaal*. Norsk granit. (S.) 1916. Utsolgt.
77. *V. M. Goldschmidt*. Konglomeratene inden høifjeldskvartsen. (Z.) 1916. Kr. 2,00.
78. *J. Holmgren*. Naturstenens anvendelse i husbyggingen i Skotland. (S.) 1916. Kr. 1,50.
79. Aarbok for 1916. (Indhold: *G. Holmsen*: Rendalens bræsjø. (S.) *G. Holmsen*: Sørfolden—Riksgrænsen. (S.) Med kart. *J. Rekstad*: Kyststrøket mellem Bodø og Folden. (S.) *H. Reusch*: Litt om Jutulhugget. (S.) 1917. Kr. 3,50.
80. *J. Rekstad*: Vega. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1917. Kr. 8,00.
81. Aarbok for 1917. (Indhold: *H. Reusch*: Nogen bemerkninger i anledning av seterne i Østerdalen. (S.) *O. Holtedahl*: Kalkstensforekomster paa Sørlandet. (S.) *G. Holmsen*: Sulitjelmatrakten. (S.) Med kart. *J. Rekstad*: Fjeldstrøket Fauske—Junkerdalen. (S.) 1917. Kr. 3,50.
82. *Carl Bugge*. Kongsbergfeltets geologi. (S.) Med kart og plancher. 1917. Kr. 12,00.
83. Årbok for 1918 og 19. (Innhold: *G. Holmsen*: Gudbrandsdalens bræsjø. (S.) *C. W. Carstens*: Geologiske undersøkelser i Trondhjems omegn. (Z.) *H. Reusch*: Nogen kvartærgeologiske iagttagelser fra det Romsdalske. (S.) *J. Rekstad*: Geologiske iagttagelser fra strekningen Folla—Tysfjord. (S.) Med kart. *G. Holmsen*: Nordfollas omgivelser. (S.) 1919. Kr. 3,50.
84. *Olaf Holtedahl*. Bidrag til Finmarkens geologi. (S.) 1918. Kr. 4,00.
85. *J. H. L. Vogt*. Jernmalm og Jernverk. Særlig om elektrisk jernmalmsmelting. 1918. Utsolgt.
86. *John Oxaal*. Dunderlandsdalen. Fjeldbygningen inden gradavdelingskartet Dunderlandsdalens omraade. (S.) Med kart. 1919. Kr. 5,00.
87. Årbok for 1920 og 21. (Innhold: *O. Holtedahl*: Kalksten og dolomitt i de østlandske dalfører. (S.) *Arne Bugge*: Nikkelgruber i Bamle. (S.) *S. Foslie*: Rana

- noritfelt. Differentiation ved «squeezing». (S.) *J. Rekstad*: Et fund av skjelførende leir i Lørenskog. (S.) *R. Falck-Muus*: Brynestensindustrien i Telemarken. (S.) *H. Reusch*: Efterhøst. (S.) *A. L. Rosenlund*: Fæø grube.) 1922. Kr. 5,00.
88. *J. Rekstad*. Eidsberg. De geologiske forhold innen rektangelkartet Eidsbergs område. (S.) Med kart. 1921. Kr. 5,00.
89. *Olaf Hortedahl*. Engerdalen. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Engerdalens område. (S.) Med kart. 1921. Kr. 5,00.
90. *Gunnar Holmsen*. Torvmyrenes lagdeling i det sydlige Norges lavland. (Z.) 1922. Kr. 6,00.
91. *J. Rekstad*. Kvartære avleiringer i Østfold. (S.) 1922. Kr. 1,00.
92. *J. Rekstad*. Grunnvatnet. 1922. Kr. 1,00.
93. *J. H. L. Vogt*. Tryktunneller og geologi. Med et avsnit: Spændinger i fjeldet ved tryktunneller, av *Fredrik Vogt*. (Z.) 1922. Kr. 2,00.
94. *Ole T. Grønlie*. Strandlinjer, moræner og skjælføremster i den sydlige del av Troms fylke. (S.) 1922. Kr. 1,00.
95. *Arne Bugge*. Et forsøk paa inndeling av det sydnorske grundfjeld. (S.) 1922. Kr. 0,75.
96. *J. Rekstad*. Norges hevning under istiden. (S.) Med kart. 1922. Kr. 1,25.
97. *Olaf Hortedal og Jakob Schetelig*. Kartbladet Gran. (S.) Med kart. 1923. Kr. 5,00.
98. Årbok for 1922. (Innhold: Direktørens årsberetning. Statsgeologenes innberetninger.) 1923. Kr. 2,00.
99. *Gunnar Holmsen*. Vore myrers plantedække og torvarter. (Z.) Med kart. 1923. Kr. 5,00.
100. *J. Rekstad*. Hans Reusch. Nekrolog og bibliografi. Kr. 1,00.
101. *Olaf Andersen*. Ildfaste oksydens fysikalske kjemi. Oversikt over nyere præsisjonsundersøkelser. (S.) Statens råstoffkomité. Publ. nr. 1. 1922. Kr. 1,50.
102. *Olaf Hortedahl og Olaf Andersen*. Om norske dolomiter med bemerkninger om den praktiske anvendelse av dolomit. (S.) S. R. K. Publ. nr. 2. 1922. Kr. 1,00.
103. *Olaf Andersen*. En forekomst av ren kvarts i Krødsherred. (S.) S. R. K. Publ. nr. 3. 1922. Kr. 0,75.
104. *J. Bull*. Elektrisk Metalsmeltning. Forsøk og undersøkelser utført ved Marinens Torpedo- og Minefabrik i samarbeide med Statens Råstoffkomité. (S.) S. R. K. Publ. nr. 4. 1922. Kr. 0,75.
105. *Thv. Lindeman*. Torv. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 5. 1922. Kr. 0,75.
106. *Carl Bugge og Steinar Foslie*. Norsk arsenmalm og arsenikfremstilling. (S.) S. R. K. Publ. nr. 6. 1922. Kr. 1,00.
107. *V. M. Goldschmidt*. Om fremstilling av bariumlegeringer. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 7. 1922. Kr. 1,00.
108. *V. M. Goldschmidt og E. Jonson*. Glimmermineralernes betydning som kalikilde for planterne. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 8. 1922. Kr. 2,00.
109. *Erling Jonson*. Om tilgodegjørelse av kalifeltspatens kali-indhold. (S.) S. R. K. Publ. nr. 9. 1922. Kr. 2,00.
110. *Carl Bugge*. Statens apatitdrift i rationeringstiden. (S.) S. R. K. Publ. nr. 10. 1922. Kr. 1,00.
111. *J. Gram*. Undersøkelser over bituminøse kul fra Spitsbergen og Andøen. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 11. 1922. Kr. 1,00.

112. *J. Gram*. Den kjemiske sammensætning av Spitsbergen—Bjørnøykul. (S.) S. R. K. Publ. nr. 12. 1923. Kr.
113. *Andreas Rødland*. Oljefremstilling av Kings Bay-kul og kul og skifer fra Andøen. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 13. 1921. Kr. 1,00.
114. *B. Hansteen Cranmer*. Om vegetationsforsøk med glimmermineralernes biotit og sericit som kalikilde. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 14. 1922. Kr. 1,50.
115. *J. v. Krogh*. Undersøkelser over norske lærer. I. (S.) S. R. K. Publ. nr. 15. Kr. 1,00.
116. *Brynjulf Dietrichson*. Undersøkelser over norske lærer. II (S.) S. R. K. Publ. nr. 16. 1923. Kr. 2,00.
117. *W. Guertler*. Kort oversikt over kobberets indflydelse paa jern og staa. Forkortet og bearbejdet av *J. Bull*. (S.) S. R. K. Publ. nr. 17. 1923. Kr. 1,00.
118. *J. Bull*. Prøver med en herdeovn for kulstofstaa. (Wild. Barfields patent.) Forsøk og undersøkelser utført ved Marinens Torpedo- og Minefabrik i samarbeide med Statens Raastofkomité. (S.) S. R. K. Publ. nr. 18. 1923. Kr. 1,00.
119. *J. v. Krogh*. Undersøkelser over norske lærer. III. (S.) S. R. K. Publ. nr. 19. 1923. Kr. 1,75.
120. *Brynjulf Dietrichson*. Undersøkelser over norske lærer. IV. (S.) S. R. K. Publ. nr. 20. 1924. Kr. 2,00.
121. *Thorolf Vogt*. Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. (S.) Med kart. 1927. Kr. 14,00.
122. Årbok for 1923. (Innhold: Direktørens årsberetning, Statsgeologenes årsberetninger.) 1924. Kr. 2,00.
123. *Gunnar Holmsen*. Hvordan Norges jord blev til. (S.) 1924. Utsolgt.
124. *J. Rekstad*. Hatfjeldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1924. Kr. 8,00.
125. Træna. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1925. Kr. 8,00.
126. *Steinar Foslie*. Syd-Norges gruber og malmforekomster. Med kart i planformat. 1928. Utsolgt.
127. *Steinar Foslie*. Norges svovelkisforekomster. 1926. Utsolgt.
- 128a. *Olaf Andersen*. Feltspat. I. Feltspatmineralenes egenskaper, forekomst og praktiske utnyttelse med særlig henblikk på den norske feltspatindustri. (S.) 1926. Utsolgt.
- 128b. *Olaf Andersen*. Feltspat. II. Forekomster i fylkene Buskerud og Telemark, i flere herreder i Aust-Agder og i Hidra i Vest-Agder. *Tom F. W. Barth*. Feltspat. III. Forekomster i Iveland og Vegusdal i Aust-Agder og i flere herreder i Vest-Agder. (S.) 1931. Kr. 3,00.
129. *Gunnar Aasgaard*. Gruber og skjerp i kisdraget Øvre Guldal—Tydal. (S.) 1927. Kr. 4,00.
130. *Arne Bugge*. En forkastning i det syd-norske grunnfjell. (S.) 1928. Kr. 3,00.
131. *J. C. Torgersen*. Sink- og blyforekomster på Helgeland. (S.) 1928. Kr. 2,00.
132. *Gunnar Holmsen*. Lurfaldene ved Kokstad, Grefnes og Baa. (S.) 1929. Kr. 1,50.
133. Årbok for femårsperioden 1924—28. (Innhold: Direktørens beretning om virksomheten ved N. G. U. Statsgeologenes beretninger om arbeidet. *R. Falck-Muus*: Femårsberetning fra bibliotekaren. *C. Bugge*: Meddelelser om geologiske undersøkelser i Hallingdal og Valdres. *R. Falck-Muus*: Norske bergverksarkivalia III. *A. Bugge*: En oversikt over inndelingen av det sydnorske grunnfjell samt om Fahlbåndene i Kongsberg ertsdistrikt.) 1929. Kr. 3,00.
134. *J. Rekstad*. Salta. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1929. Kr. 8,00.

135. *Gunnar Holmsen*. Grundvandet i vore leravsetninger. (S.) 1930. Kr. 3,00.
136. *Gunnar Holmsen*. Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1932. Kr. 8,00.
137. *Steinar Foslie* og *Mimi Johnson Høst*. Platina i sulfidisk nikkelmalm. (Z.) 1932. Kr. 2,50.
138. *W. C. Brøgger*. Essexitrekkenes erupsjoner, den eldste vulkanske virksomhet i Oslo-feltet. (Z.) 1933. Kr. 3,00.
139. *W. C. Brøgger*. Om rombeporfyrgangene og de dem ledsagende forkastninger i Oslo-feltet. (Z.) 1933. Kr. 1,50.
140. *Gunnar Holmsen*. Lerfall i årene 1930—32. (S.) 1934. Kr. 1,50.
141. *Olaf Anton Broch*. Feltspat. IV. Forekomster i Akershus og Østfold øst for Glomma. (S.) 1934. Kr. 3,00.
142. *J. C. Torgersen*. Sink- og blyforekomster i det nordlige Norge. (S.) 1935. Kr. 2,00.
143. *Arne Bugge*. Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskart F. 35 Ø. og F. 35 V. De løse avleiringer ved *A. Samuelsen*. (S.) Med kart. 1937. Kr. 8,00.
144. *Gunnar Holmsen*. Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1935. Kr. 5,00.
145. *Wolmer Marlow*. Foldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1935. Kr. 5,00.
146. *Arne Bugge*. Kongsberg—Bambleformasjonen. (S.) 1936. Kr. 3,00.
147. *Steinar Foslie*. Kisdistriktet Varaldsøy—Ølve i Hardanger. Tillegg og Summary ved *Brynjulf Dietrichson*. (S.) Med kart. 1955. Kr. 8,00.
148. *Gunnar Holmsen*. Søndre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1937. Kr. 5,00.
149. *Steinar Foslie*. Tysfjords geologi. Beskrivelse til det geologiske gradteigkart Tysfjord. (S.) Med kart. 1941. Kr. 12,00.
150. *Steinar Foslie*. Hellemobotn og Linnajavre. Geologisk beskrivelse til kartbladene. (S.) Med kart. 1942. Kr. 8,00.
151. *Gunnar Holmsen*. Våre leravsetninger som byggegrunn. (S.) 1938. Kr. 3,00.
152. *Trygve Strand*. Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradteigkart. (S.) Med kart. 1938. Kr. 5,00.
153. *Carl Bugge*. Hemsedal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigskarter E. 32 V. og E. 32 Ø. (S.) Med kart. 1939. Kr. 8,00.
154. *Harald Bjørlykke*. Feltspat. V. De sjeldne mineraler på de norske granitiske pegmatittganger. (S.) 1939. Kr. 3,00.
155. *Olaf Anton Broch*, *Fridtjov Isachsen*, *Orvar Isberg*, *Trygve Strand*. Bidrag til Skudenes-sedimentenes geologi. (S.) 1940. Kr. 1,50.
156. *K. O. Bjørlykke*. Utsyn over Norges jord og jordsmonn. (S.) Med oversiktskarter av jordbunnsforholdene i Norge i to blader: Sør-Norge og Nord-Norge. Målestokk 1 : 2 000 000. 1940. Kr. 8,00.
157. *Brit Hofseth*. Geologiske undersøkelser ved Kragerø, i Holleia og Troms. (S.) Med kart. 1942. Kr. 3,00.
158. *Per Holmsen*. Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset—Femunden. (S.) 1943. Kr. 2,50.
159. *Trygve Strand*. Et gneis-amfibolitt-kompleks i grunnfjellet i Valdres. (S.) 1943. Kr. 3,00.

160. *Jens A. W. Bugge*. Geological and petrological investigations in the Kongsberg—Bamble formation. 1943. Kr. 5,00.
161. *Christoffer Oftedahl*. Om sparagmitten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. (S.) 1943. Kr. 2,50.
162. *Henrich Neumann*. Silver deposits at Kongsberg. (The mineral assemblage of a native silver—cobalt—nickel ore type.) 1944. Kr. 4,50.
163. *Brynjulf Dietrichson*. Geologiske undersøkelser i Espedalen. Gradteig Vinstra og tilgrensende høifjell. (S.) 1945. Kr. 3,00.
164. *Olaf Holtedahl*. Norges geologi. Med 24 plansjer, derav et berggrunnskart og et glacialgeologisk kart over Norge, samt 485 tekstfigurer. Bind I—II. 1953. Utsolgt.
165. *Gunnar Horn*. Karsthuler i Nordland. (S.) 1947. Kr. 7,00.
166. *Gunnar Holmsen*. Lerfall og ras i årene 1933—39. (S.) 1946. Kr. 3,00.
167. *Gunnar Holmsen og Per Holmsen*. Leirfall i årene 1940—1945. (S.) 1946. Kr. 4,00.
- 168a. *Tom F. W. Barth*. The nickeliferous Iveland—Eveje amphibolite and its relation. Med kart. 1947. Kr. 5,00.
- 168b. *Harald Bjarlykke*. Flåt Nickel Mine. Med kart. 1937. Kr. 3,00.
169. *Steinar Foslie*. Melkedalen grube i Ofoten. Søndre Ofotens malmbeforekomster. I. (S.) Med kart. 1946. Kr. 7,00.
170. *Ivar Oftedal*. Oversikt over Norges mineraler. (S.) 1948. Kr. 3,00.
171. *Jens A. W. Bugge*. Rana gruber. Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen. (S.) Med kart. 1948. Kr. 12,00.
172. *Harald Bjarlykke*. Hosanger nikkellgruve. (S.) Med kart. 1949. Kr. 3,00.
173. *Trygve Strand*. On the Gneisses from a Part of the North-Western Gneiss Area of Southern Norway. 1949. Kr. 3,00.
174. *Steinar Foslie*. Håfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jernmanganmalmer. Søndre Ofotens malmbeforekomster. II. (S.) Med kart. 1949. Kr. 8,00.
175. *Per Holmsen og Gunnar Holmsen*. Tynset. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1950. Kr. 6,00.
176. *Gunnar Holmsen*. Oslo. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1951. Kr. 8,00.
177. *Chr. Oftedahl og G. Holmsen*. Øvre Rendal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1952. Kr. 6,00.
178. *Trygve Strand*. The Sel and Vågå Map Areas. Geology and Petrology of a Part of the Caledonides of Central Southern Norway. Med kart. 1951. Kr. 6,00.
179. *Tore Gjelsvik*. Oversikt over bergartene i Sunnmøre og tilgrensende deler av Nordfjord. (S.) Med kart. 1951. Kr. 4,00.
180. *Trygve Strand*. Slidre. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. (S.) Med kart. 1951. Kr. 6,00.
181. *Chr. C. Gleditsch*. Oslofjordens prekambriske områder. I. Innledende oversikt. Hurum. (R.) Med kart. 1952. Kr. 9,00.
182. *Chr. C. Gleditsch*. Oslofjordens prekambriske områder. II. Røyken og Håøy. (R.) Med kart. 1952. Kr. 7,00.
183. Årbok 1951. (Innhold: *Ivan Th. Rosenqvist*: Kaolin fra Hurdal. (S.) *Trygve Strand*: Biotitt-søvitt på Stjernøy, Vest-Finnmark. (S.) *Trygve Strand*: Raipas og kaledon i strøket omkring Repparfjord, Vest-Finnmark. (S.) *W. Werenskiold*: Isranddannelser ved Atnesjø. (S.) *Direktør Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse.

- Årsberetning for 1951. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1952. Kr. 4,00.
184. Årbok 1952. (Innhold: *Per Holmsen*: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 1. En orientering om arkivets arbeidsgrunnlag. Om samarbeide med boringsfirmaene. Den viktigste fennoskandiske faglitteratur. (S.) *Steinar Skjeseth*: Meddelelser fra Vannboringsarkivet. Nr. 2. Vannboringer utført i traktene omkring Mjøsa og Randsfjorden 1950—52. (S.) *Brynjulf Dietrichson*: Pseudotachylit fra de kaledonske skyvesoner i Jotunheimens forgårder, Gudbrandsdalen, og deres dannelsesbetingelser. (S.) *Tore Gjelsvik*: Det nordvestlige gneisområde i det sydlige Norge, aldersforhold og tektonisk-stratigrafisk stilling. (S.) *Per Holmsen*: Et langt frem-skjøvet «tjotundekke» i Rendalen. (S.) *Trygve Strand*: The Relation between the Basal Gneiss and the Overlying Meta-Sediments in the Surnadal District. *Trygve Strand*: Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. (S.) *Gunnar Kautsky*: Et fossilfynd i Susendalen, Nordland. (Z.) *Johs. Færdén*: Sink-blyforekomstene ved Mikkelfjord, Hattfjelldal, Nordland. (S.) *Steinar Skjeseth* og *Henning Sørensen*: An Example of Granitization in the Central Zone of the Caledonides of Northern Norway. *Tore Gjelsvik*: Kort beretning om Norges geologiske undersøkelses ekspedisjon til Birtavarre gruvefelt i Troms 1952. *J. A. Dons*: Om elve-erosjon og en isdømt sø i Birtavarre-området, Troms. (S.) *Tom F. W. Barth*: The layered Gabbro Series at Seiland, Northern Norway. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1952. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1953. Kr. 10,00.
185. *Trygve Strand*. Aurdal. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. (S.) Med kart. 1954. Kr. 6,00.
186. *Rolf Selmer-Olsen*. Om norske jordarters variasjon i korngradering og plastisitet. (S.) 1954. Kr. 7,00.
187. *Gunnar Holmsen*. Oppland. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1954. Kr. 8,00.
188. Årbok 1953. (Innhold: *Christoffer Oftedahl*: Dekketektonikken i den nordlige del av det østlandske sparagmittområde. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Noen isavsmeltningensfenomener i Østerdalen. (S.) *Konrad B. Krauskopf*: Igneous and Metamorphic Rocks of the Øksfjord Area, Vest-Finnmark. *M. G. Oosterom*: En hornblenderik sone i Seiland-peridotitten. (S.) Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1953. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1954. Kr. 7,00.
189. *Carl Bugge*. Den kaledonske fjellkjede i Norge. (S.) 1954. Kr. 5,00.
190. *Gunnar Holmsen*. Hallingdal. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1955. Kr. 8,00.
191. Årbok 1954. (Innhold: *Gunnar Henningsmoen*: Om navn på stratigrafiske enheter. (S.) *Henrich Neumann*: Kopperforekomstene på Straumsheia. (S.) *Brynjulf Dietrichson*: Spessartite and Pseudotachylite Intruded on the Thrusting-Zone of the Upper Jotun Eruptive Nappe near Nautgardstind, East-Jotunheimen. *Trygve Strand*: Sydøstligste Helgelands geologi. (S.) *Henning Sørensen*: A Petrographical and Structural Study of the Rocks around the Peridotite at Engenbræ, Holandsfjord, Northern Norway. *F. M. Vokes*: Observations at Raipas Mine, Alta, Finnmark. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for

1954. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.)
1955. Kr. 7,00.
192. *Peter Padget*. The Geology of the Caledonides in the Birtavarre Region. 1955. Kr. 7,00.
193. *Johannes A. Dons*. Kartkatalog. Norges berggrunn. (S.) 1956. Kr. 8,00.
194. *Per Holmsen* og *Christoffer Oftedahl*. Ytre Rendal og Stor-Elvdal. Beskrivelse til de geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1956. Kr. 15,00.
195. Årbok 1955. (Innhold: *Gunnar Holmsen*: De fem jordartregioner i Norge. (S.) *Steinar Skjeseth*: Geologi og vannboring. Kambro-silurbergartenes hydrogeologi i Mjøstraktene. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 3.) (S.) *Per Holmsen*: Oppsprek-ning, topografi og vannføring i massive dypbergarter. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 4.) (S.) *Trygve Strand*: Gabbrokonglomeratet i Sjødalen. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Om Grong-kulminasjonen og Grong-feltets skyvedekker. (S.) *Per Holmsen*: Hyolithus-sonens basale lag i Vest-Finnmark. (S.) *M. G. Oosterom*: Some notes on the Lille Kufjord layered gabbro, Seiland, Finnmark, Northern Norway. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1955. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1956. Kr. 7,00.
196. *Steinar Foslie* † og *Trygve Strand*. Namsvatnet med en del av Frøyingsfjell. Geologisk rektangelkart og beskrivelse. (S.) 1956. Kr. 8,00.
197. *Rolf W. Feyling-Hanssen*. Micropaleontology applied to soil mechanics in Norway. 1957. Kr. 5,00.
198. *Gunnar Holmsen*. Røros. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. Kr. 8,00.
199. *F. M. Vokes*. The Copper Deposits of the Birtavarre District. 1957. Kr. 15,00.
200. Årbok 1956. (Innhold: *Tony van Autenboer* and *Finn J. Skjerlie*: Brannerite, a new mineral in Norway. *Brynjulf Dietrichson*: Valdressparagmitten og det såkalte gabbrokonglomerat i Sjødalen. (S.) *Rolf W. Feyling-Hanssen*, *Per Chr. Sæbø* and *John W. Wilhelmsen*: A Clay sample from Tangen brick-work. *Per Holmsen*: De eokambriske lag under hyolithussonen mellom Carajavvre og Caskias, Vestfinnmark. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Jomaforekomstens blokkskifer. (S.) *Steinar Skjeseth*: Kvaliteten av grunnvann. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 5.) (S.) *Steinar Skjeseth* og *F. M. Vokes*: Blyglansforekomst på Krækkjaheia, Hardangervidda. (S.) *F. M. Vokes*: Some copper sulphide parageneses from the Raipas formation of Northern Norway. *F. M. Vokes*: On the presence of minerals of the linnaeite series in some copper ores from the Raipas formation of Northern Norway. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1956. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1957. Kr. 9,00.
201. *Per Holmsen*, *Peter Padget* and *Eero Pehkonen*: The Precambrian Geology of Vest-Finnmark, Northern Norway. Med kart. 1957. Kr. 12,00.
202. *Christoffer Oftedahl*. Oversikt over Grongfeltets skjerp og malmsforekomster. (S.) 1958. Kr. 6,00.
203. Årbok 1957. (Innhold: *Brynjulf Dietrichson*: Variation Diagrams supporting the stratiform, magmatic origin of the Jotun Eruptive Nappes. *Rolf W. Feyling-Hanssen*: Mikropaleontologiens teknikk. (S.) *Tore Gjelsvik*: Epigenetisk kopper-mineralisering på Finnmarksvidda. (S.) *Tore Gjelsvik*: Albittrike bergarter i den

- karelske fjellkjede på Finnmarksvidda, Nord-Norge. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Storisens transport av kisblokker fra Joma. (S.) *Paul H. Reitan*: The structure in the area of mineralization on Ulveryggen, Repparfjord, Finnmark. *Steinar Skjeseth*: Vann i grus og sand. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 6.) (S.) *Steinar Skjeseth*: Norske kilder. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 7.) (S.) *Steinar Skjeseth*: Uran i kambrisk alunskifer i Oslofeltet og tilgrensende områder. (S.) *Trygve Strand*: Greenschists from the southeastern part of Helgeland, Norway, their chemical composition, mineral facies and geological setting. *F. M. Vokes*: A note on the sulphur isotope composition of chalcopyrite and pyrrhotite from the Mosco-gaissa mines, Birtavarre, Troms. Direktør *Sven Føyn*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1957. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart.) 1958. Kr. 10,00.
- 204b. *Arthur O. Poulsen*: Norges gruver og malmförekomster. II. Nord-Norge. Navneliste og kart in plano 1 : 1 000 000. 1959. Kr. 17,50.
205. Årbok 1958. (Innhold: *Knut Ørn Bryn*: Geologien på søndre del av kartblad Essandsjø. (S.) *Dwight F. Crowder*: The Precambrian Schists and Gneisses of Lakselv Valley, Northern Norway. *Richard V. Dietrich*: Geological Reconnaissance of the Area between Kristiansand and Lillesand. *Rolf W. Feyling-Hanssen*: Marine kvartær-fossiler fra Seimsjøen i Sør-Odal. (S.) *Fredrik Hagemann*: Vannboring i Øst- og Midt-Finnmark. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 9.) (S.) *Olaf Holtedahl*: Noen iakttagelser fra Grønsennknipa i Vestre Slidre, Valdres. (S.) *Christoffer Oftedahl*: Note on gel structures in a pyrite bed, the Grong district. *Paul H. Reitan* and *J. J. C. Geul*: On the formation of a carbonate-bearing ultrabasic rock at Kviteberg, Lyngen, Northern Norway. *Thor Siggerud*: Uranundersøkelser i Trøndelag. (S.) *Thor Siggerud*: Fotogeologi. (S.) *Steinar Skjeseth*: Rørbrønner på Rena og Elverum. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 8.) (S.) *Per Chr. Sæbø*, *Paul H. Reitan*, and *J. J. C. Geul*: Stilbite, stellerite, and laumontite at Honningsvåg, Magerø, Northern Norway. *Per Chr. Sæbø* and *Paul H. Reitan*: An occurrence of zeolites at Kragero, Southern Norway. *Per Chr. Sæbø* and *Thor L. Sverdrup*: Note on stilbite from a pegmatite at Elveneset, Innhavet in Nordland county, Northern Norway. *Trygve Strand*: Valdres-sparagmittens stratigrafiske stilling. (S.) *Gunnar Holmsen*: Norges geologiske undersøkelse gjennom 100 år. Direktør *Harald Bjørlykke*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1958. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelser publikasjoner og kart.) 1959. Kr. 15,00.
206. *Gunnar Holmsen*: Ljørdalen. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1958. Kr. 6,00.
207. *Knut S. Heier*: Petrology and Geochemistry of High-Grade Metamorphic and Igneous Rocks on Langøy, Northern Norway. 1960. Kr. 15,00.
208. Geology of Norway. Redaktør *Olaf Holtedahl*. 1960. Kr. 90,00.
209. *Gunnar Holmsen*: Østerdalen. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. (S.) Med kart. 1960. Kr. 12,00.
210. *Bjørn Grothaug Andersen*: Sørlandet i sen- og postglacial tid. (S.) Med kart. 1960. Kr. 15,00.
211. Årbok 1959. (Innhold: *Harald Bjørlykke*: Supergene anrikninger av kopper i våre kisforekomster. (Abstract in English.) *Knut Ørn Bryn*: Et funn av pseudotachylitt i S. Trøndelag, og en teori for dannelsen. (S.) *Magne Gustavson*: Den mangan-

holdige siderittmalm i Rubben, Troms. Undersøkelser sommeren 1959. (S.) *Magne Gustavson og Arne Grønhaug*: En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgefjell. (S.) *Audun Hjelle*: Grunnfjellet omkring Tangen, østsiden av Mjøsa. (Abstract in English.) *Paul H. Reitan*: Refleksjoner over betydningen av høye punkt-temperaturer på overflater i forbindelse med bevegelser i bergarter. (Abstract in English.) *Thor Siggerud*: Måling av den radioaktive stråling fra bergarter i Norge. (S.) *Thor Siggerud*: Radioaktiv stråling i anlegg i fjell. (S.) *Harald Skålvoll*: Noen kvartærgeologiske iakttagelser i Lakselvdalen, Finnmark. (S.) *Thor L. Sverdrup*: The pegmatite dyke at Rømteland a Description of the minerals and a discussion of the mineral paragenesis, especially within the system $(\text{Fe, Mn})\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{Y}_2\text{O}_3 - (\text{Nb, Ta})_2\text{O}_6 - \text{SiO}_2$. *Thor L. Sverdrup og Per Chr. Sæbø*: Pegmatittene ved Liverud og Gulliksrud ca. 5 km øst for Kongsberg, Øvre Eiker. (Meddelelse nr. 1 over typer av norske feltspatkvarttsforekomster.) (S.) *Per Chr. Sæbø, Thor L. Sverdrup and Harald Bjørlykke*: Note on «birds-eye» textures in some Norwegian pyrrhotitebearing ores. *Fredrik Chr. Wolff*: Foreløpige meddelelser fra kartbladet Verdal. (S.) Direktør *Harald Bjørlykke*: Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1959. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1960.

Småskrifter.

Av denne serie er utkommet:

- Nr. 1. *Olaf Andersen*. Norges Geologiske Undersøkelse, dens oppgave og virksomhet. 1922. Gratis.
- * 2. *Rolf Falck-Muus*. Avhandlinger og kart utgitt av NGU systematisk ordnet. 1922. Gratis.
- * 3. *Gunnar Holmsen*. Erfaringer om jordskaden ved innsjøreguleringer. 1927. Kr. 0,50.
- * 4. *Gunnar Holmsen*. Grunnvannbrønner. 1940. Kr. 0,50.
- * 5. Geologi og Norges geologiske undersøkelse. Utgitt i anledning av Norges geologiske undersøkelses 100 års jubileum. 1958. Kr. 1,00.

Thor Siggerud. Uran og uranleting. 1956. Kr. 5,00.

Oversikt over fargetrykte geologiske kart utgitt
Norges geologiske undersøkelse.

	Kartets tryknings- år	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kart uten beskr.
Rektangel- og gradteigskart					
Målestokk 1 : 100 000					
Aurdal	1954	Trygve Strand	185	kr. 6,—	kr. 3,55
Aursunden	1936	Rolf Falck-Muus			o
Dunderlandsdalen	1915	John Oxaal	86	* 5,—	o
Egersund	1914	C. F. Kolderup	71	* 5,—	o
Eidsberg	1919	J. Rekstad	88	* 5,—	o
Eiker	1935	Arne Bugge	143	* 8,— ¹	o
Engerdalen	1921	O. Holtedahl	89	* 5,—	o
Flesberg	1935	Arne Bugge	143	* 8,— ¹	o
Foldal	1936	Wolmer Marlow	145	* 5,— ²	*
Gol	1939	Carl Bugge	153	* 8,—	
Gran	1923	O. Holtedahl og J. Schetelig	97	* 5,—	*
Hellembotn	1936	Steinar Foslie	150	* 8,— ³	
Hemsedal	1939	Carl Bugge	153	* 8,— ²	
Kongsberg	1927	W. C. Brøgger og J. Schetelig			o
Linnajavre	1936	Steinar Foslie	150	* 8,— ³	*
Namsvatnet	1956	Steinar Foslie	196	* 8,—	*
Narvik	1950	Th. Vogt			o
Nordre Etnedal	1939	Trygve Strand	152	* 5,—	*
Nordre Femund	1936	G. Holmsen	144	* 5,—	*
Rennebu	1910	Carl Bugge	56	* 5,—	*
Slidre	1950	Trygve Strand	180	* 6,—	*
Stor-Elvdal	1956	Per Holmsen og Chr. Oftedahl	194	* 15,— ⁴	*
Søndre Femund	1937	G. Holmsen	148	* 5,—	*
Søndre Fron	1911	W. Werenskiold	60	* 5,—	*
Tynset	1950	Per og Gunnar Holmsen	175	* 6,—	*
Tysfjord	1931	Steinar Foslie	149	* 12,—	
Tønsberg m. Larvik ...	1926	W. C. Brøgger og J. Schetelig			o
Voss	1905	H. Reusch	40		o
Ytre Rendal	1956	Per Holmsen og Chr. Oftedahl	194	* 15,— ⁴	o
Øvre Rendal	1950	Chr Oftedahl og G. Holmsen	177	* 6,—	o

¹ Med publikasjonen følger kartene Eiker og Flesberg.

² Med publikasjonen følger kartene Gol og Hemsedal.

³ Med publikasjonen følger kartene Hellembotn og Linnajavre.

⁴ Med publikasjonen følger kartene Ytre Rendal og Stor-Elvdal.

Oversikt over fargetrykte geologiske kart utgitt av Norges geologiske undersøkelse.

	Kartets tryknings- år	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for:	
				Kart m. beskr.	Kart uten beskr.
Landgeneralkart					
Målestokk 1 : 250 000					
Hattfjeldal	1925	J. Rekstad	124	kr. 8,—	kr. 5,80
Rana	1932	G. Holmsen	136	» 8,—	
Salta	1930	J. Rekstad	134	» 8,—	
Træna	1925	J. Rekstad	125	» 8,—	»
Vega	1917	J. Rekstad	80	» 8,—	»
Oversiktskart over Kristianiafeltet					
Målestokk 1 : 250 000					
	1923	W. C. Brøgger og J. Schetelig			kr. 5,80
Kvartærgeologiske landgeneralkart					
Målestokk 1 : 250 000					
Hallingdal	1954	G. Holmsen	190	» 8,—	»
Oppland	1954	G. Holmsen	187	» 8,—	»
Oslo	1949	G. Holmsen	176	» 8,—	»
Røros	1956	G. Holmsen	198	» 8,—	»
Ljørdalen	1958	G. Holmsen	206	» 6,—	» 4,—
Østerdalen	1960	G. Holmsen	209	» 12,—	
Oversiktskart					
Målestokk 1 : 1 000 000					
Berggrunnskart over Norge	1953	O. Holtedahl og J. A. Dons	164		» 25,—
Glacialgeologisk kart over Norge	1953	O. Holtedahl og B. G. Andersen	164		» 10,—
Gruver og malmforekomster i Nord-Norge	1959		204 B		» 17,50

Publikasjonene og kartene selges gjennom bokhandlene. Omsetningsavgiften er inkludert i de oppgitte priser.

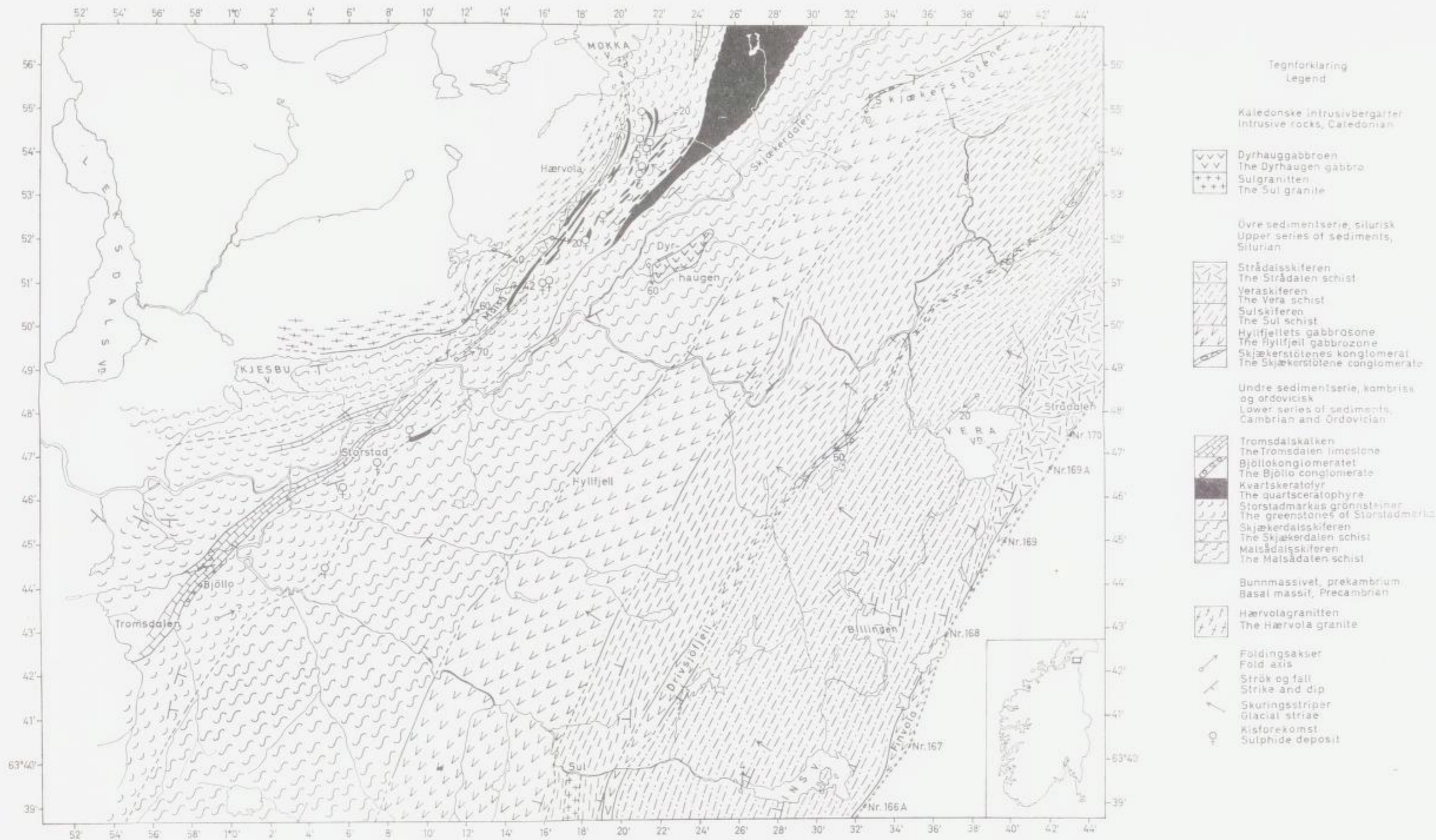
Følgende fargertrykte geologiske kart er utsolgt:

	Trykningsår	Forfatter
Rektangelkart:		
Bergen	1880	Th. Hjortdahl, Th. Kjerulf og J. Friis
Eidsvold	1889	Ths. Münster, Th. Kjerulf og P. Krohn
Fet	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Gausdal	1891	K. O. Bjorlykke
Gjøvik	1884	Th. Kjerulf, P. Krohn og O. Hagen
Hamar	1884	Th. Kjerulf, Alfred Getz, P. Krohn, J. Vogt m.fl.
Haus	1880	Th. Hjortdahl og M. Irgens
Hønefoss		
Kristiania	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Levanger	1880—81	Th. Kjerulf og M. Bugge
Lillehammer	1899	Ths. Münster
Melhus	1897	Th. Kjerulf, M. Bugge, C. Schulz og J. Vogt
Meraker	1883	Th. Kjerulf, M. Bugge, O. Hagen m. fl.
Moss		
Nannestad	1885	J. H. L. Vogt og T. Ch. Thomassen
Nannestad	1919	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Rindal	1889	M. Bugge
Sarpsborg	1879	P. Mortensen, Th. Thomassen, J. Vogt og N. Wille
Selbu	1891	M. Bugge, K. Hauan, C. Homan og H. Reusch
Skjørn	1880—81	K. Hauan, Th. Kjerulf og M. Bugge
Stavanger	1921	V. M. Goldschmidt
Steinkjær	1883	M. Bugge
Stjørdal	1880—81	Th. Kjerulf og M. Bugge
Terningen	1875—82	Hauan, Kjerulf m. fl.
Trondhjem	1879	M. Bugge
Aamot	1887	Ths. Münster og P. Krohn
Oversiktskart		
Målestokk		
1 : 1 000 000		
Nord-Norge	1924	Th. Vogt
Syd-Norge	1915	W. Werenskiold

Ved henvendelse til Norges geologiske undersøkelse er det høve til å studere arkivseksemplar av de utsolgte kartene.

Papers in Norwegian marked with an (S.) after the title have summaries in English. Papers marked with (Z.) (Zusammenfassung) or (R.) (Resumé) have summaries in German or French, respectively.





Pl. I. Geologisk oversiktskart over Verdalalen 1:200 000.

Geological map of Verdalalen 1:200 000.

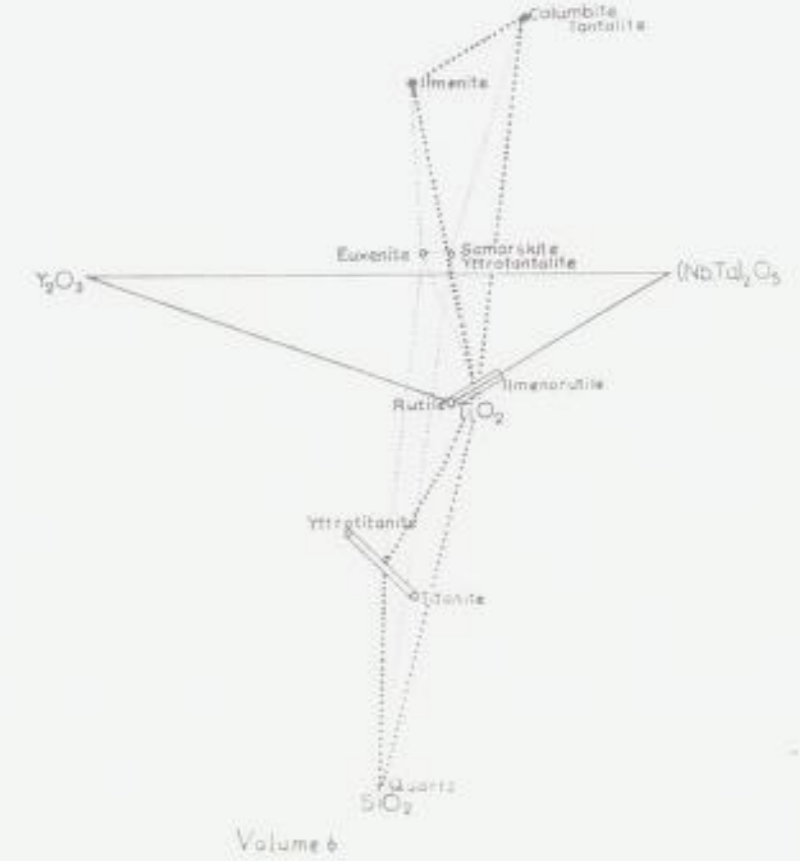
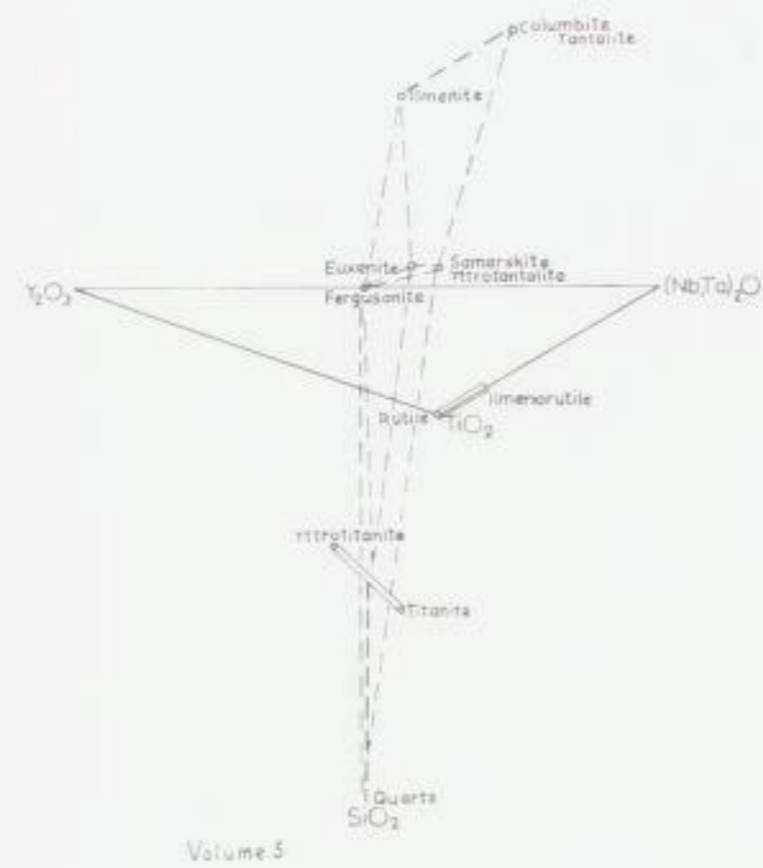
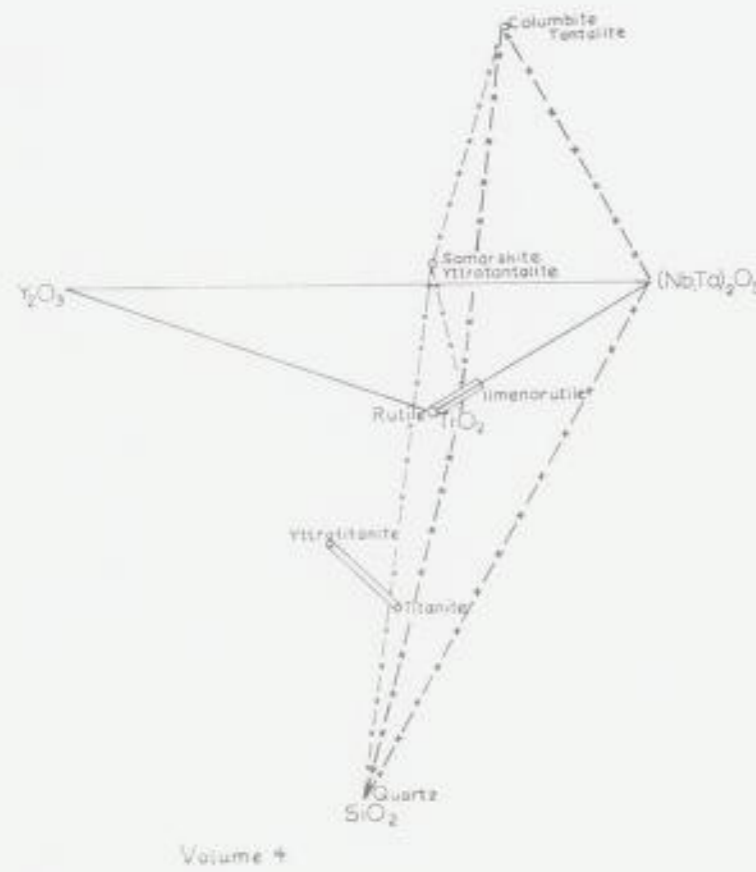
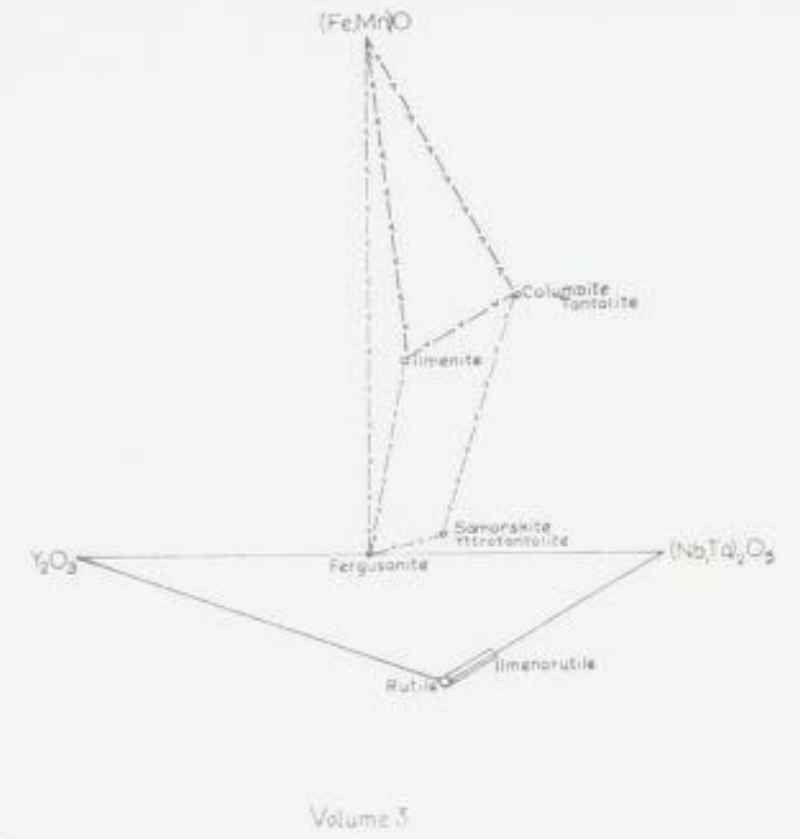
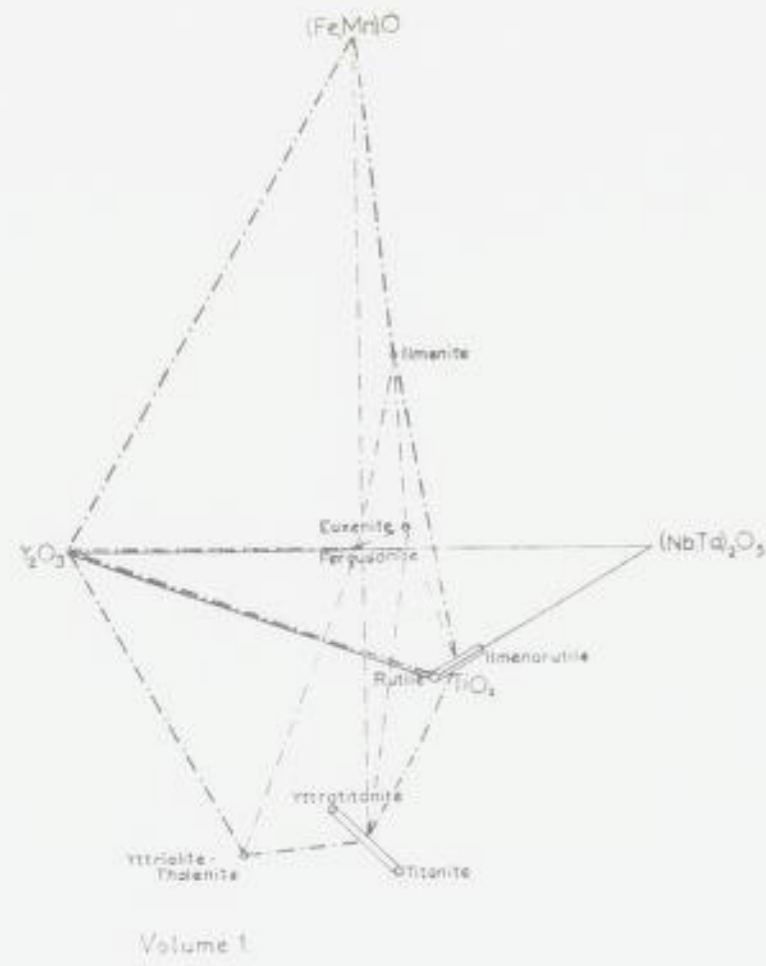


Fig. 17 b. Figures 1—6 parts of Fig. 17 a.
Figurene 1—6 er utsnitt figur 17 a.