Nr. 234

ÅRBOK 1964

Knut Bjørlykke: The Eocambrian stratigraphy of the Bjoråsnes window and the thrusting of the Kvitvola nappe 5

Hans-Peter Geis: Eisen-Titanlagerstätten bei Raudsand, Westnorwegen 15

Fredrik Hagemann og **Tidemann Klemetsrud:** Rørbrønnfiltere. Meddelelser fra Vannboringsarkivet nr. 13 53

Per Holmsen: On "The nature of the basement contact". Critical comments on Chr. Oftedahl's paper in Norges geologiske undersøkelse. Nr. 227, 1964 64

Christoffer Oftedahl: The Caledonian Basement. Reply to Per Holmsen 71

Per Ragnar Lund: En geologisk undersøkelse på den sørøstre del av kartbladet Salangen 74

August Nissen: En petrografisk-mineralogisk undersøkelse i området syd for Majavann, spesielt granaters sammensetning under regional metamorfose 103

Gunnar Raade: The minerals of the granite pegmatite at Spro, Nesodden, near Oslo. A preliminary report 160

H. G. Reading: Eocambrian and Lower Palaeozoic geology of the Digermul Peninsula, Tanafjord, Finnmark 167

Paul H. Reitan: Correlation of Doggeelv and Lomvann formations, Komagfjord tectonic window, Finnmark: An alternative suggestion 192

Eugen F. Stumpfl and **Brian A. Sturt:** A preliminary account of the geochemistry and ore mineral parageneses of some Caledonian basic igneous rocks from Sørøy, Northern Norway .. 196

Årsberetning for 1964 231

Fortegnelse over publikasjoner og kart 263

OSLO 1965

UNIVERSITETSFORLAGET

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 234

ÅRBOK

1964

UTGITT VED

HARALD BJØRLYKKE

DIREKTØR

OSLO 1965

UNIVERSITETSFORLAGET

Redaktør:
statsgeolog Fredrik Hagemann

A.W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S - OSLO

Innhold

Side

Knut Bjørlykke: The Eocambrian stratigraphy of the Bjoråsnes window and the thrusting of the Kvitvola nappe 5

Hans-Peter Geis: Eisen-Titanlagerstätten bei Raudsand, Westnorwegen 15

Fredrik Hagemann og Tidemann Klemetsrud: Rørbrønnfiltere. Meddelelser fra Vannboringsarkivet nr. 13 53

Per Holmsen: On "The nature of the basement contact". Critical comments on Chr. Oftedahl's paper in Norges geologiske undersøkelse. Nr. 227, 1964 64

Christoffer Oftedahl: The Caledonian Basement. Reply to Per Holmsen 71

Per Ragnar Lund: En geologisk undersøkelse på den sørøstre del av kartbladet Salangen 74

August Nissen: En petrografisk-mineralogisk undersøkelse i området syd for Majavann, spesielt granaters sammensetning under regional metamorfose 103

Gunnar Raade: The minerals of the granite pegmatite at Spro, Nesodden, near Oslo. A preliminary report 160

H. G. Reading: Eocambrian and Lower Palaeozoic geology of the Digermul Peninsula, Tanafjord ,Finnmark 167

Paul H. Reitan: Correlation of Doggeelv and Lomvann formations, Komagfjord tectonic window, Finnmark: An alternative suggestion 192

Eugen F. Stumpfl and Brian A. Sturt: A preliminary account of the geochemistry and ore mineral parageneses of some Caledonian basic igneous rocks from Sørøy, Northern Norway 196

Årsberetning 1964 231

Fortegnelse over publikasjoner og kart 263

The Eocambrian stratigraphy of the Bjørånes window and the thrusting of the Kvitvola nappe.

By

KNUT BJØRLYKKE

(Institute of Geology, University of Oslo.)

Introduction.

The present paper presents the preliminary results of recent investigations of the Eocambrian sediments of the Bjørånes window in the Koppang area, southern Norway, undertaken by the writer. This mapping is a part of the investigations of the sparagmite area of Southern Norway carried out by the Geological Survey under the leadership of Professor S. Skjeseth (former state geologist).

The author has compiled a generalized map of the sparagmite area presented on fig. 1. For the preparation of this map the following workers of the sparagmite area have kindly submitted unpublished results: State geologist P. Holmsen, Cand. real. J. O. Englund, and the students D. Huseby, L. Kirkhusmo, B. Løberg, J. P. Nystuen, H. Chr. Seip.

Acknowledgements.

The author is indebted to Professor T. Strand and to Professor S. Skjeseth for critical discussions and for reading the manuscript. The field work has been financed by the Geological Survey of Norway. Cand. mag. O. Ihlen Sopp has kindly instructed the author in the process of making radiographs by use of industrial X-ray equipment. Miss I. Dillan has drawn the maps presented in this paper. Forskningsstipendiat B. Jensen has corrected the English manuscript.

The author wishes to thank them all.

The Eocambrian stratigraphy of the Bjørånes window.

The Bjørånes window is located in the Koppang area, Østerdalen, southern Norway, and is a window in the Caledonian nappes of metamorphic Eocambrian sparagmites (Kvitvola nappe).

The Koppang area has been surveyed by several of the earlier Scandinavian geologists, among whom Törnebohm (1896) and K. O. Bjørlykke (1905) have given the most detailed descriptions. Törnebohm's paper provided basic information on the nappe-tectonics in this part of the Caledonides.

The Koppang area has been mapped on scale 1 : 100 000 by Chr. Oftedahl as a part of the map area Ytre Rendal and Stor-Elvdal. (P. Holmsen and Chr. Oftedahl 1956). This map and the appurtenant description have been a great help to the present author in his work in this area.

The sediments of the Bjørånes area form a relatively flat-lying or gently dipping sequence of sandstones and shales, but are not undisturbed by tectonic movements. The sediments are slightly metamorphosed. Their autochthonous relationship to the rocks of the Kvitvola nappe above was pointed out by Chr. Oftedahl (1956 p. 59). The valley of the river Glomma makes a section through this sequence. The larger part of the sandstone sequence on both sides of the river (see fig. 2) has been correlated by Oftedahl with the Moelv sparagmite. Oftedahl made no special correlation of the underlying dark shale.

A new interpretation and description of the stratigraphy of this area will be given below:

Vemdal sandstone (*quartz sandstone*): Below the gabbros, augengneisses, and the metamorphic light sparagmite of the Kvitvola nappe, a less metamorphosed quartzitic sandstone is found in Rau-fjell east of Glomma.

This sandstone grades downwards into a coarse red arkose. This special lithology is very characteristic of the Vemdal sandstone in type sections in the southern part of the sparagmite basin (Vogt 1924). The upper quartzitic sandstone may be correlated with the Ringsaker quartzite and the lower with the Vardal sandstone. Particularly on the western side of Glomma, scattered pebbles, 5–10 cm in diameter, are found in the Vemdal sandstone. The thickness of the Vemdal formation is roughly 200 m.

Ekre shale: The Vemdal sandstone is underlain by a green shale with

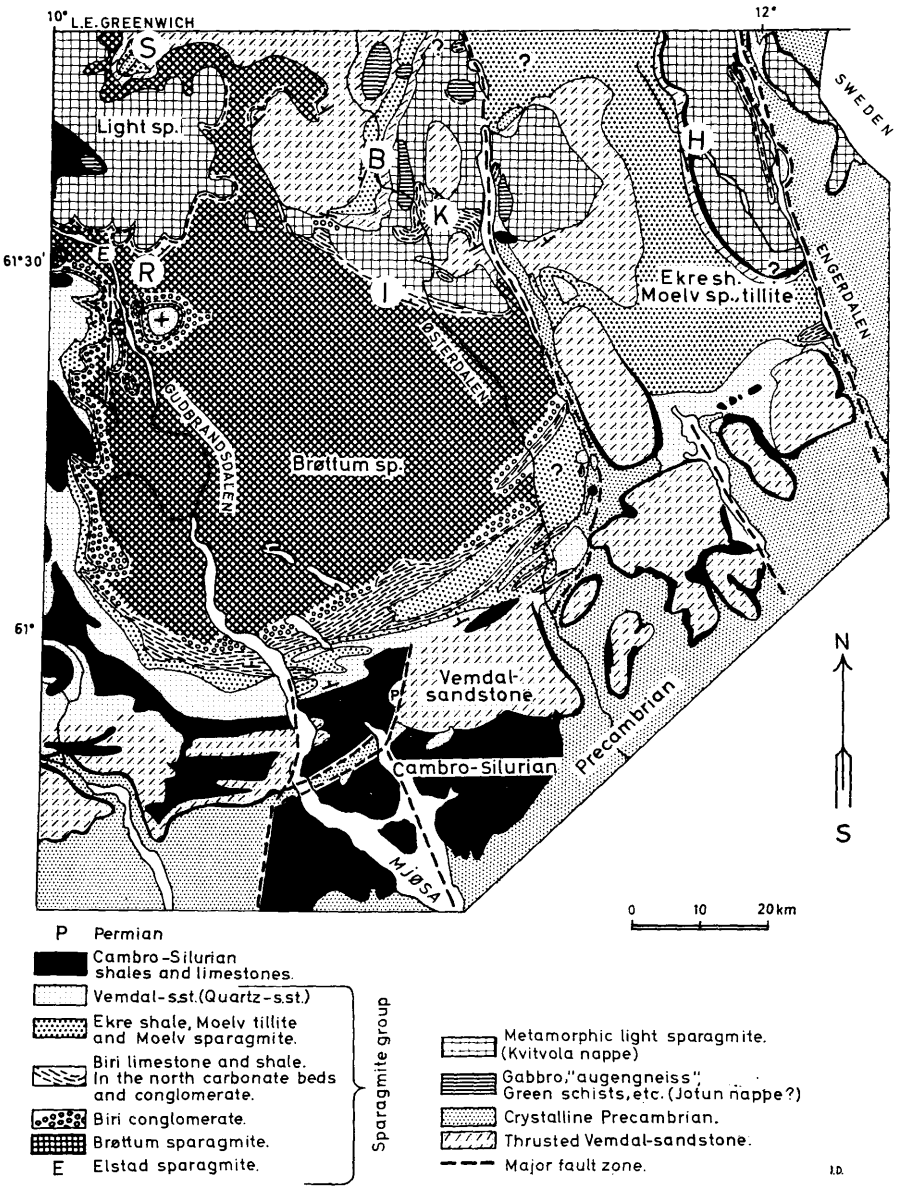


Fig. 1. *Generalized map of the Sparagmite region, Southern Norway. The following localities are indicated on the map:*

B – Bjøråsnes K – Koppang I – Imsdalen
S – Snødøla H – Høgberget R – Ringebu

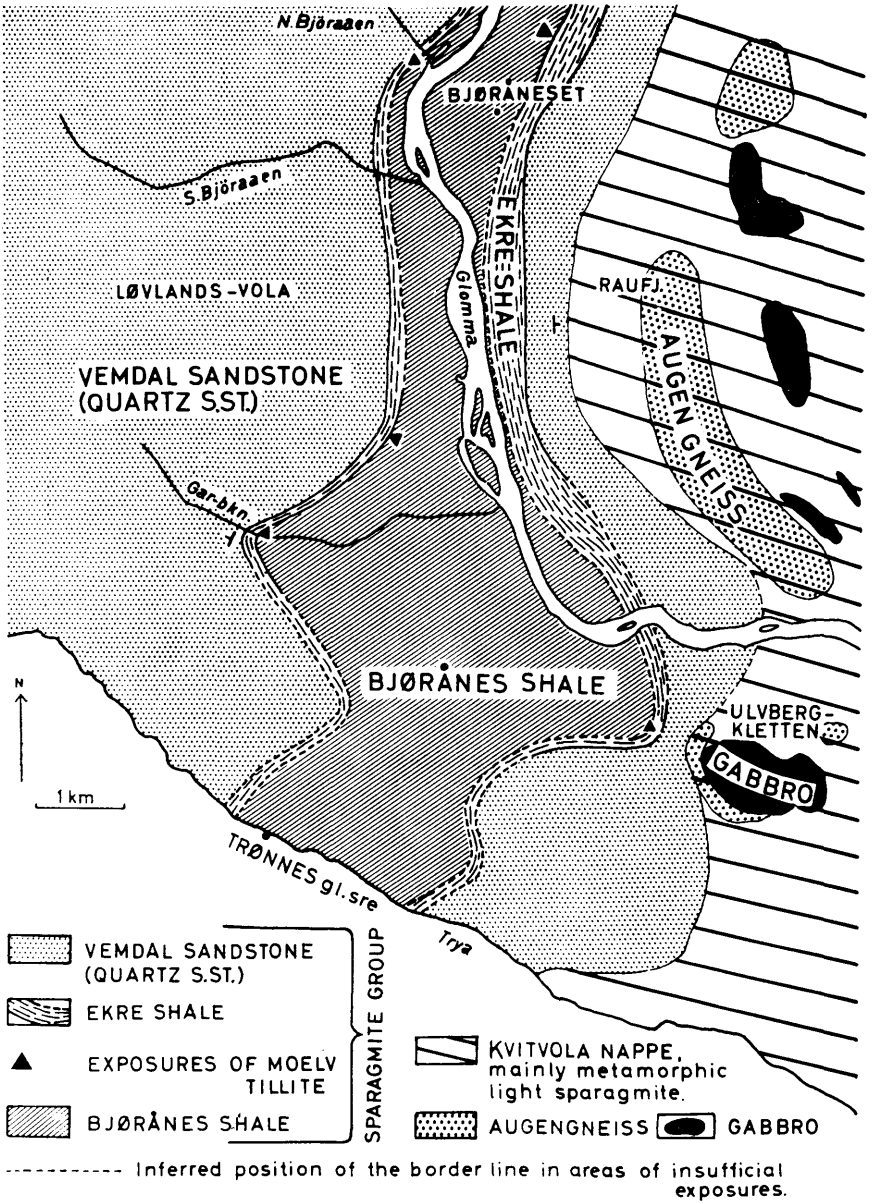


Fig. 2. *Map of the Bjørånes window.*

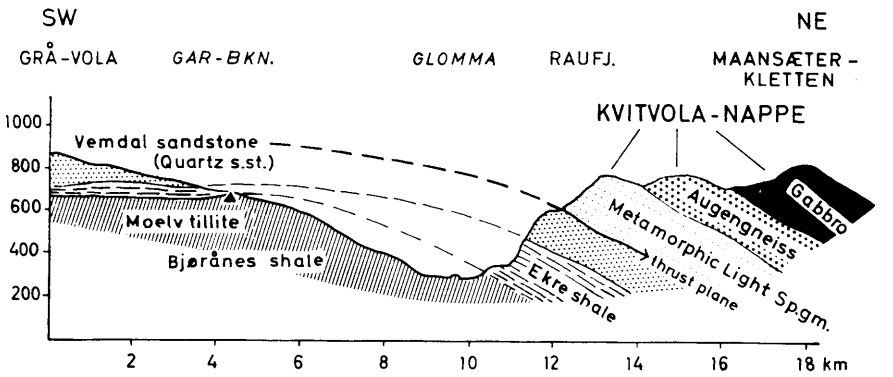


Fig. 3. *Profile of the Bjørånes window.*

silty or sandy beds. "Varved" layering is commonly found (fig. 4), which is regarded as a usual characteristic of the Ekre shale (Holtedahl 1953). This Ekre shale seems to be rather flat-lying with slaty cleavage dipping westwards. On the eastern side of Glomma the Ekre shale has a thickness of approximately 100–120 m, while the same shale on the western valley-side seems to be tectonically squeezed out to a thickness of 10–20 m. In Gar-bekken (see figs. 2 and 3) the tectonically disturbed contact towards the base of the Vemdal sandstone is exposed, indicating movements of the Vemdal sandstone relatively to its substratum.

Moelv tillite: Erratics of Moelv tillite have been reported by Chr. Oftedahl (1956 p. 60) in a small stream NW of Ulvbergkletten, and the present author found here bedrock exposures of this conglomerate below Vemdal sandstone and Ekre shale, resting upon dark shale. This conglomerate shows little sorting or grading of the clasts which is a characteristic of Moelv tillite. The Moelv tillite has since the paper of O. Holtedahl (1922) been interpreted by Scandinavian geologists as an ice-dropped sediment. New localities showing similar sections of a probably equivalent conglomerate, found by the present author, are indicated on the map (fig. 2). In these localities the clastic fragments are commonly smaller, rarely exceeding 6–8 cm, and many of the smallest have an angular shape.

The thickness of the Moelv tillite of the Bjørånes window is only about 2 m or less, and the clasts are less common and smaller than in the type areas of Moelv tillite in the Moelv and Rena districts where the thickness is about 20 m and the larger clasts exceed 1 m in diameter. If the conglomerates in both areas are ice-dropped sediments, the facies of the Moelv–Rena area characterizes the marginal parts of the basin, while

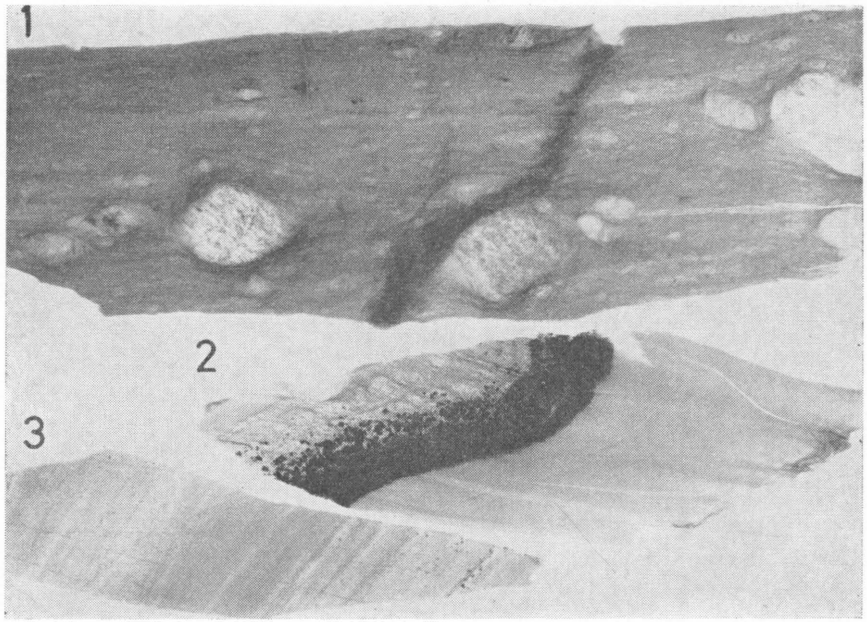


Fig. 4. *Radiographs of sediments from the Bjørånes window.*
3–4 mm thick rock slices are placed on an X-ray film and exposed by use of industrial X-ray equipment. (10 mA, 60 Kv, 2 min.) Procedure described by Hamblin (1962).
Sample 1. Moelv tillite, 1 km north of Bjørånes st.
» 2. Bjørånes shale with a band of pyrite (dark). Note fold with axial cleavage.
» 3. Ekre shale. Road cut 4 km south of Bjørånes st. Note grading with layers of sand and silt.
Natural size.

the Bjørånes facies characterizes a more central part of the basin with lower frequency of floating icebergs. A similar pattern could be produced by turbidites, but no grading or other characteristics of turbidites are observed in either areas.

Bjørånes shale: Below the Moelv tillite a dark argillaceous shale is found, covering the larger part of the western valley-side, southwestwards to Trønnes gl. Sre. and to the north side of Skramsvola. Bands of pyrite and thin carbonate layers are interbedded in the shale. Silty or sandy beds are also observed. The shale has obviously suffered from tectonic movements, and has a slaty cleavage dipping westwards, while the bedding is probably nearly horizontal or dipping eastwards. The thickness of this formation must be at least 200 m, probably more than 300 m. The base is not exposed.

The upper part of the shale should be chrono-stratigraphically equivalent to the coarse arkose of the Moelv formation in the Mjøsa area.

As this shale represents a new and different facies of the pre-tillite sediments of the sparagmite group, the name Bjørånes shale will be introduced for this formation with Bjørånes as the type-locality.

Chr. Oftedahl (1956 p. 117) has analysed a sample of this dark Bjørånes shale from erratics (probably in situ) near Bjørånes station, which proved to be very rich in alumina (27 % Al_2O_3). He considers that the larger part of this alumina is present in muscovite.

The sediments described above represent a normal sequence of Eocambrian formations in a tectonic window in the more metamorphic and far-thrusted Kvitvola nappe. The lithology of the two uppermost formations, the Vemdal sandstone and the Ekre shale agrees relatively well with their development in the type-locality, in the Moelv District. The conglomerate is thinner and contains smaller clasts than the typical Moelv sparagmite, but has the characteristic unsorted glacial character of the Moelv tillite. The underlying shale has however a development so different from the established formations of the Mjøsa area that a new name must be introduced for it. Several profiles indicated on the map (see fig. 2) reveal that this shale is older than the Moelv tillite, but a closer correlation to the formations of the Mjøsa area is not possible at this stage. A more detailed mapping of the profiles of the Bjørånes area may however provide criteria for such correlations.

The thrusting of the Kvitvola nappe.

According to the present author's interpretation of the stratigraphy in the Koppang area, mainly based on profiles in the Bjørånes window, the Kvitvola nappe is here resting upon a normal Eocambrian sequence with the Vemdal sandstone at the top. At Andrå near Storsjøen Cambro-Ordovician shales are found with an imbricated structure together with Vemdal sandstone below the "augen-gneiss" of the Kvitvola nappe (P. Holmsen and Oftedahl 1956 p. 53). At Høgberget and further east in Engerdalen, Vemdal sandstone and Cambro-Silurian sediments are found below the thrust-plane of the Kvitvola nappe (Holtedahl 1921). The Vemdal sandstone west of the Bjørånes window continues westwards as Werenskiold's "Lower light sparagmite", which in the Snødøla window rests upon shale and basal conglomerate above the Precambrian basement (Werenskiold 1911). It seems then quite natural to interpret

the basal conglomerate of the Snødøla window as an equivalent to the Moelv tillite, overlain by the normal succession of Ekre shale and Vemdal sandstone. The Vemdal sandstone in the Snødøla window is overlain by metamorphic dark schist and light sparagmite of the typical Kvitvola facies, as observed in the Koppang and the Engerdalen areas.

Further southwest in the Ringebu area, however, the Kvitvola nappe rests on carbonate rocks which pass downwards into a probable equivalent of the Brøttum sparagmite. This correlation is in part based on similarity with the sequence south in the Fåvang District where the stratigraphy has been worked out by Englund (unpublished University thesis), but here the Kvitvola nappe is lacking, and a normal sequence of folded and slightly metamorphosed sediments of the Sparagmite group is found. Thus the Kvitvola nappe with its light sparagmite which is usually correlated with the Moelv formation, is here most probably in its normal stratigraphic position. The light sparagmite of the Kvitvola nappe is obviously more metamorphosed and tectonized than the underlying sediment, but no distinct thrust-plane seems to be present. The thrust movements must therefore have taken place as differential movements along several planes in the calcareous shale at the base of the nappe.

A similar section is met with in Imsdalen south of the Koppang area. A slightly metamorphic Brøttum sparagmite is overlain by shales and carbonate beds with the light sparagmite at the top. It is not possible to point out any thrust-plane and the metamorphism seems to be gradually increasing upwards towards the light sparagmite.

The Kvitvola nappe seems to be occurring in two different tectonic positions.

1. Kvitvola nappe resting on Vemdal sandstone (quartz sandstone) and Cambro-Ordovician sediments.
2. Kvitvola nappe with carbonate beds and conglomerate schists in the lower parts overlying the autochthonous Brøttum sparagmite.

In the case 1. the Kvitvola nappe is overthrusted as a unit, while in case 2. the nappe seems to have been thrusted differentially along several small thrust-planes below the light sparagmite, in the Biri limestone giving a gradually decreasing metamorphism downwards from the light sparagmite.

Fig. 1 illustrates that the areas of overthrust of the Kvitvola nappe are located southwest of the crystalline Precambrian windows. West of Snødøla the axes of the anticlinal ridges with the windows of Precambrian

rocks sink down in a depression in Gudbrandsdalen, where the Kvitvola nappe is not overthrusted. Skjeseth (1963 p. 89) points out that the Kvitvola nappe has been thrusted over the Precambrian geanticlinal ridge and into the southern Sparagmite area. It is therefore reasonable that the Kvitvola nappe in the lee-side of this ridge is resting upon the top of the sparagmite-group in this area. In Gudbrandsdalen this ridge is lacking, or present at a deeper level, and consequently no overthrusting took place.

P. Holmsen (1953) suggests that the gabbro and augengneiss belong to a separate nappe, the so-called Lower Jotun nappe, but these rocks are always associated with the sparagmites of the Kvitvola nappe, and most probably belong to the same tectonic unit.

Sammendrag.

Den foreliggende artikkel gir en beskrivelse av den eokambriske sedimentlagrekken ved Bjørånes i Koppang-området i Østerdalen. Vi finner her en lagrekke som skiller seg fra utviklingen i Mjøsa-området ved at vi under Moelv-tillitten finner en mørk skifer, slik at Moelv-sparagmitten i sin vanlige utvikling som grovklastisk sandsten ser ut til å mangle. Navnet Bjørånes-skifer blir her foreslått for denne skiferen med typeområde ved Bjørånes. Tidligere analyser (P. Holmsen, Chr. Oftedahl, 1956 p. 117) viser at denne skiferen er svært aluminium-rik (27 % Al_2O_3). Øverst i denne parautoktone, lavmetamorfe serien finner vi Vemdalsandsten (kvarts-sandsten), som dog ser ut til å være skjøvet noe i forhold til det underliggende langs Ekre-skiferen. Over Vemdal-sandstenen finner vi *Kvitvola-dekket* med metamorf sparagmitt, øyegneis og gabbro. Av kartet (fig. 1) vil det gå frem at Kvitvola-dekket hviler på Vemdalsandsten eller på kambro-ordoviciske skifre i de nordlige deler av Østerdalen og i Engerdalen. I Gudbrandsdalen derimot hviler Kvitvola-dekket på sitt normale underlag, antagelig Biri-kalk og underliggende Brøttumsparagmitt, og vi finner her intet markert skyveplan mot de underliggende, mindre metamorfe sedimenter. I områder som ligger S-Ø for rekken av grunnfjellsvinduene som strekker seg fra Snødøla og N-V over, er Kvitvola-dekket blitt presset opp og skjøvet over den parautoktone lagserien i sparagmittbassenget. I Gudbrandsdalen der grunnfjellsantiklinalen ser ut til å ha en depresjon, er det metamorfe Kvitvola-dekket skjøvet langs den underliggende karbonatskifer (Biri-skifer) uten noen skarp grense mot sitt mindre metamorfe underlag.

List of references.

Bjørlykke, K. O., 1905. Det centrale Norges fjeldbygning. N.G.U. 39, 595 p., map.

Englund, J. O., 1964. Sedimentologiske og tektoniske undersøkelser av bergartene i Fåvang-området. Unpublished thesis, University of Oslo. 174 p., map.

Hamblin, Wm. K. 1962. X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments. J. Sedimentary Petrology, Vol. 32, No. 2, pp. 201–210.

Holmsen, P., 1953. Et langt fremskjøvet "Jotundekke" i Rendalen. N.G.U. 184, pp. 95–97.

Holmsen, P. and Oftedahl, Chr., 1956. Ytre Rendal og Stor-Elvdal. N.G.U. 194, 173 p., maps.

Holtedahl, O. 1921. Engerdalen. N.G.U. 89, 74 p., map.

Holtedahl, O., 1922. A Tillite-like Conglomerate in the "Eo-Cambrian" Sparagmite of Southern Norway. Am. Jour. Sci. Ser. 5, vol. 4, pp. 165–173.

Holtedahl, O., 1953. Norges Geologi. N.G.U. 164, Bd. 1. 583 p. maps.

Skjeseth, S., 1963. Contributions to the geology of the Mjøsa districts and the classical sparagmite area in southern Norway. N.G.U. 220. 126 p., maps.

Törnebohm, A. E., 1896. Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. Kgl. Svenska Vet. Akad. Förh. 28 no. 5, 210 p., map.

Vogt, T. 1924. Forholdet mellom sparagmitsystemet og det marine under-kambrium ved Mjøsen. (English summary: The Relation between the Sparagmitian System and Marine Lower Cambrian at Lake Mjøsen.) N.G.U. 7, pp. 281–384.

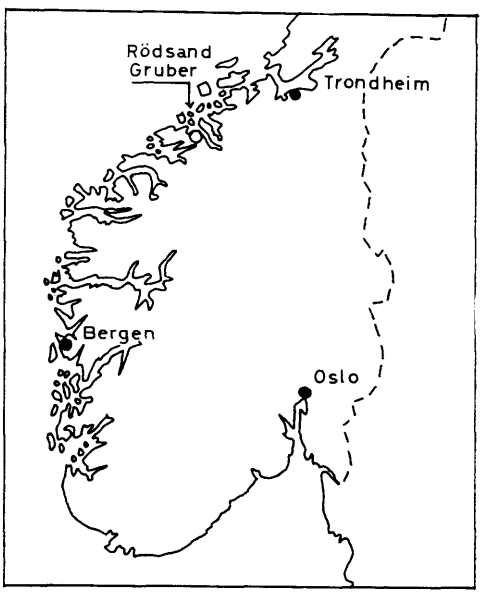
Werenskiold, W., 1911. Søndre Fron. N.G.U. 60. 107, p., map.

Eisen-Titanlagerstätten bei Raudsand, Westnorwegen.

Von
Hans-Peter Geis,
Raudsand.

Vorwort.

Die vorliegende Arbeit hätte nicht geschrieben werden können ohne die Vorarbeit und die Mitarbeit einer ganzen Reihe von Personen. Ich will hier nur Herrn Direktor Överlie nennen, der als Leiter der Grube Rödsand und jetziger Vorstand der Gesellschaft den Anstoss zu einer ganzen Reihe von geologischen, mineralogischen, geochemischen und aufbereitungstechnischen Untersuchungen gegeben hat. Ihm möchte ich auch für die Erlaubnis zur Veröffentlichung dieser Arbeit danken. Weiter möchte ich meinen Mitarbeiter Berging. Brandvol nennen, der bei der geologischen Kartierung und anderen geologischen Arbeiten tatkräftig mitgewirkt hat. Die übrigen Personen, von denen schriftliche Unterlagen vorliegen, sind im Text genannt.



1. Allgemeines.

In Norwegen sind eine ganze Reihe von Eisen-Titanlagerstätten bekannt. In der

vorliegenden Arbeit soll über einige von ihnen berichtet werden, die in der Nähe von Raudsand liegen und die einen eigenen Typ bilden, den Vogtschen «Rödsand-Typ» (Rödsand und Rausand sind veraltete Schreibweisen für die gleiche Lokalität).

Die hier behandelten Vorkommen liegen im wesentlichen zwischen den Städten Molde und Kristiansund im nördlichen Teil der norwegischen Westküste. Die grössten Vorkommen liegen bei Raudsand, wo sie auf ein Gebiet von 0,6 qkm konzentriert sind. Mündlicher Überlieferung zufolge wurden sie um 1850 gefunden. Der Abbau begann im Jahr 1899. Bis einschliesslich 31.12.62. wurden 5,8 Mill/t Roherz abgebaut. Zur Zeit beträgt die Jahresförderung 430 000 t Roherz. Hieraus werden erzeugt:

130000 t Magnetitkonzentrat mit 63 % Fe, 2,2 % TiO_2, 0,70 % S und 0,48 % V

4500 t Ilmenitkonzentrat, das ausserdem noch andere Schwermineralien enthält. Es wird als Schweremedium bei der Schwimm- und Sinkaufbereitung verwandt. Technische Kennzeichen sind: Spez. Gew. über 4,5; 2,5 % + 65 mesh (0,208 mm), 92,4 % + 250 mesh (0,061 mm), 5,5 % –250 mesh.

90000 t Schotter (> 8 mm)

42000 t Sand (< 8 mm).

Man rechnet mit einer nachgewiesenen Reserve von 11 Mill. t.

In der Umgebung von Raudsand sind noch folgende Vorkommen des gleichen Typs bekannt (Namen der Verfasser, die sie früher genannt haben, in Klammern):

Heindalen
Rödseter (= Rödsäter, Vogt 1910, Foslie 1925)
Gussias (= Gusjaas, Vogt 1910, = Gusjås, Foslie 1925)
Horja
Vågseternes (Vaagsäter, Vogt 1910, = Vågsæternes, Nesje Foslie 1925)
Nesjestrand
Asphol
Gjörsvika (= Klingerskardalen?, Foslie 1925)
Meisingset (= Meisingset, Foslie 1925)

Diese Vorkommen sind jedoch wesentlich kleiner als die der Grube Rödsand.

2. Der geologische Rahmen.

Die hier besprochenen Vorkommen liegen in einem Gebiet, das vorwiegend aus Gneisen aufgebaut ist. Es ist unter den Namen «Romsdals Grundgebirge», «Westrand» und «Nordwestliches Gneisgebiet» in der Literatur beschrieben. In der Literatur wurde vor allem diskutiert, ob es sich bei den Gneisen um präkaledonische Gesteine handelt oder um kaledonische Gesteine, die im Rahmen der kaledonischen Orogenese und Metamorphose in Gneise umgewandelt wurden (BARTH 1938, H. HOLTEDAHL 1949, O. HOLTHEDAHL 1938, 1953, ROSENQVIST 1941, 1943, HOLMSEN 1955, GJELSVIK 1952, 1953, STRAND 1949, 1953).

In den letzten Jahren hat HERNES (1955, 1956a, b & c, 1964 a) umfassende Untersuchungen in der weiteren Umgebung der Lagerstätten durchgeführt, die ganz wesentlich zur Klärung der geologisch-tektonischen Verhältnisse im Gebiet von Molde–Kristiansund beigetragen haben.

HERNES hat die Gesteine des Gebiets folgendermassen eingeteilt:

Bymark–Stören–Gruppe Röros-Gruppe	Grünsteine Glimmerschiefer		Kambrosilur
Tingvoll-Gruppe	Augengneis, Quarzit und Gneis	entspricht Sparagmit- gruppe	spätes Präkambrium
Raudsand-Gruppe	Homogene graue und rote Gneise		
Frei-Gruppe	Heterogene Gneise		

Die ältesten Gesteine treten in Antiklinalzonen auf, die jüngeren in Synklinalen. Es handelt sich um eine mehr oder minder konkordante Gesteinsfolge, die gemeinsam gefaltet wurde. Eine Diskordanz im Bereich der Raudsand–Tingvoll–Röros-Gruppe wurde nicht beobachtet. Wie aus der Altersbestimmung hervorgeht (s.u.), ist die Metamorphose älter als die eigentliche kaledonische Orogenese, deren durchschnittliches Alter 400 Mill. Jahre ist (HERNES 1964 b).

Die hier behandelten Eisen–Titan–Lagerstätten liegen in der Raudsand-Gruppe, häufig in Verbindung mit den roten Gneisen. Sie sind mit örtlich auftretenden Amphiboliten verknüpft. Über die Altersstellung lassen sich aus einer radioaktiven Altersbestimmung Anhaltspunkte gewinnen. Nach einer Zusammenstellung von NEUMANN (1960) wurde

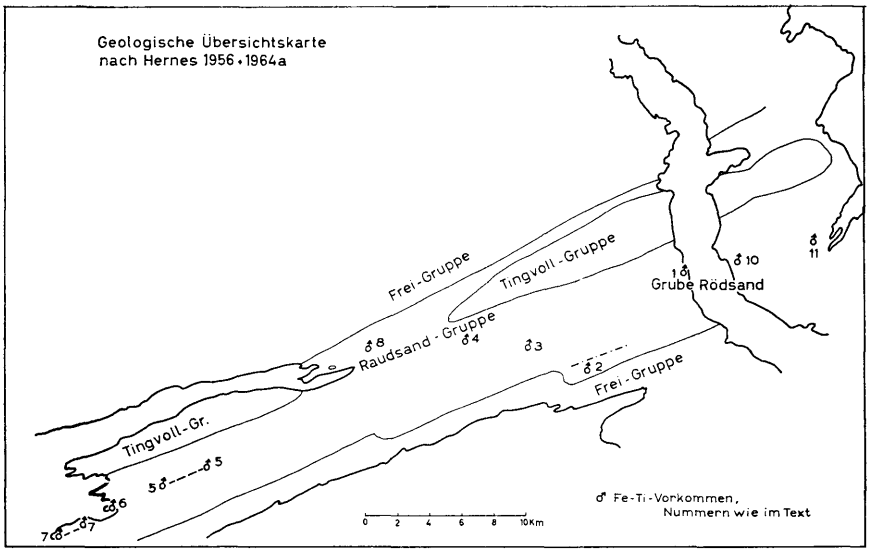


Fig. 1. Geologische Übersichtskarte der Molde–Tingvoll-Synklinale und der Vorkommen (nach HERNES 1956 und 1964 a).

1 Grube Rödsand	6 Vågseternes
2 Heindalen	7 Nesjestrand
3 Rödseter	8 Asphol
4 Gussiås	10 Gjörsvika
5 Horja	11 Meisingset

Geologisk oversiktskart over Molde–Tingvoll-synklinalen og forekomstene (*etter* HERNES 1956 og 1964 a).

ein Alter von 540 Mill. Jahren, also etwa mittleres Kambrium, festgestellt. Zur Bestimmung wurde eine kleine, gangförmige Molybdänglanzanreicherung in der Grube Rödsand benutzt. NEUMANN (1960) ist der Auffassung, dass dieses Alter zu niedrig ist. Da es sich um eine Spaltenfüllung handelt, dürfte deren Alter weiter nichts als das Mobilisationsalter anzeigen.

Sämtliche Lagerstätten treten – bis auf ein ganz unbedeutendes Vorkommen – auf der Südseite der sog. Molde–Tingvoll-Synklinale auf (Fig. 1, 2). Hier konnten innerhalb der homogenen Gneise der Raudsand-Gruppe rote Gneise von Vågseternes bis Meisingset, also über 55 km Länge, festgestellt werden. Die hier genannten Erze und die zugehörigen Amphibolite treten in ihnen oder ihrer Nähe auf. Die einzige Ausnahme bildet die Lagerstätte von Heindalen, die ebenfalls in

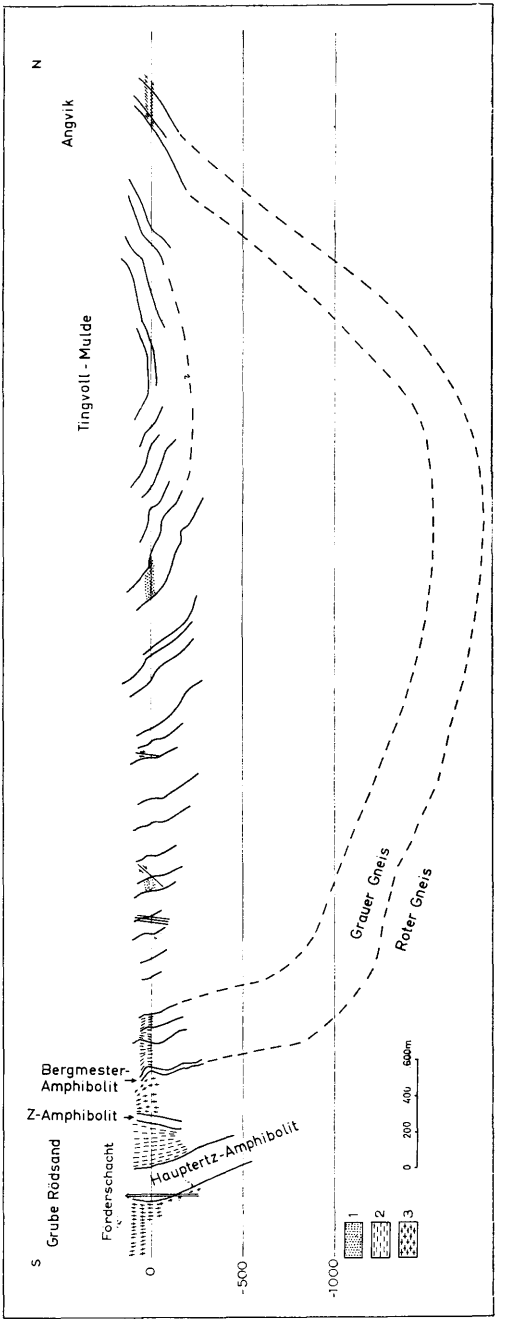


Fig. 2. Profil entlang dem Fjord von Raudsand 6 km nach N bis Angvik. 1 Quarzit, 2 grauer Gneis, 3 roter Gneis.

Profil langs med Sunndalsfjorden fra Raudsand og 6 km nordover til Angvik. 1 kvartsitt, 2 grå gneis, 3 rød gneis.

rotem Gneis liegt, der aber in keinem direkten Zusammenhang mit demjenigen auf dem Südflügel der Molde–Tingvoll-Synklinale steht. Die in der letzten Zeit dort ausgeführten detaillierten Kartierungsarbeiten können dahingehend gedeutet werden, dass das Heindalsfeld an einer ENE-WSW streichenden Störung abgesunken ist. HERNES (mündliche Mitteilung) neigt indessen zu der Auffassung, dass es sich hier um einen tieferen Horizont handelt. Die Mächtigkeit der Raudsand-Gruppe ist auf der Südseite der Molde-Tingvoll-Synklinale wesentlich grösser als auf der Nordseite.

Da HERNES die Raudsand-Gruppe als stratigraphische Einheit über eine streichende Länge von 100 km kartieren konnte, muss man annehmen, dass es sich hier um an der Oberfläche gebildete Gesteine handelt, ob dies nun sedimentäre oder magmatische Bildungen sind.

3. Die Lagerstätten.

Über die Eisen-Titanlagerstätten der Umgebung von Raudsand liegt folgende Literatur vor:

VOGT, S. H. L.: Über die Rödsand-Titaneisenerzlagerstätten in Norwegen. – Z. pr. Geol. 18, s. 59–67. Berlin 1910.

CARSTENS, C. W.: Om titanholdige jernmalmer. – Norsk geol. tidsskrift 19, s. 348–352. Oslo 1940.

CARSTENS, C. W.: Forelesninger i malmgeologi ved Oslo universitet vinteren 1947–1948 (hektographiert).

FOSLIE (1935) hat eine ausserordentlich gründliche Untersuchung der Grube Rödsand durchgeführt, deren Ergebnisse leider nicht veröffentlicht wurden. Bei HOLTEDAHL (1953) ist lediglich eine Übersichtskarte von Foslie wiedergegeben. Rödsand ist weiter erwähnt bei GJELSVIK (1952) & PÄÄKHÖNEN (1956).

3.1. *Die Grube Rødsand.*

3.1.1. Allgemeiner geologischer Aufbau.

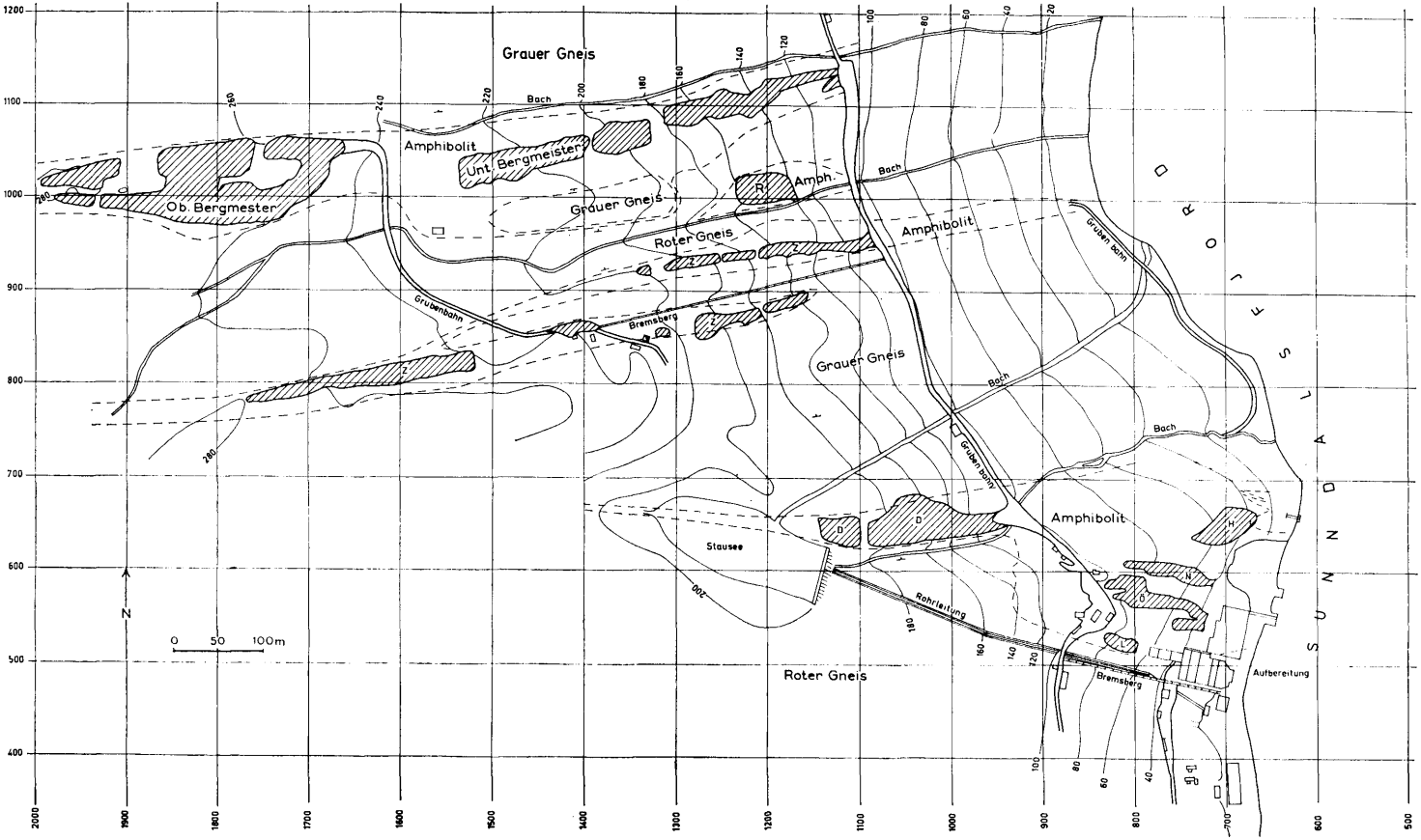
Die Karte (Fig. 3) gibt einen Überblick über die Verteilung von rotem und grauem Gneis und Amphibolit und die Anordnung der Erzkörper und ihre Benennung.

Da im Norden der Lagerstätte eine Synklinale liegt, kommt man von S nach N in jüngere Gesteine. Eine Aufzählung der Gesteine im Lagerstättenbereich von S nach N dürfte deshalb auch deren Altersfolge vom älteren zum jüngeren entsprechen.

Im Süden des Grubengebiets tritt in 700 m Breite roter Gneis auf. Es folgt eine maximal 250 m breite Amphibolitpartie, welche folgende Erzkörper enthält: D,G,H,K,N,O,Ö. Diese können auch als «Haupterz» bezeichnet werden. Nach Norden schliesst sich 250 m grauer Gneis an. Nördlich von diesem liegt eine $\pm$ 30 m mächtige Amphibolitlinse, diese enthält die Z-Erzkörper. Nördlich vom Z-Erz tritt erneut 20 m roter

Fig. 3. Übersichtskarte über die Erzkörper der Grube Rödsand. Schraffiert: Pingen. D, H, L, N, Ö, R, Z, Bergmester: Bezeichnungen der Erzkörper. Nach einer Karte von Dir. Överlie.

Oversiktskart over Rødsand Grubers malmforekomster. Skravert: gamle grubeåpninger. D, H, L, N, Ø, R, Z, Bergmester: betegnelser for de enkelte malmkropper. Etter et kart av dir. Øverlie.


Grauer Gneis
Amphibolit
Unt. Bergmeister
Ob. Bergmeister
Bach
Amph.
Grauer Gneis
Roter Gneis
Amphibolit
Grubenbahn
Bremsberg
Grauer Gneis
Bach
Bach
Grubenbahn
Amphibolit
Stausee
Rohrleitung
Roter Gneis
Bremsberg
Aufbereitung
Grubenbahn
N
0 50 100m
D O R F S U N D A L

Gneis auf, der gegen den Amphibolit des R-Erzes stösst (± 40 m). Zwischen diesem und dem Amphibolit der «Bergmester»-Erzkörper tritt 50 m roter Gneis auf. Weiter nördlich folgt nur noch grauer Gneis.

Ausser den hier genannten erzführenden Amphibolitzonen treten noch 2 kleinere Erzzonen auf, die aber bisher nur wenig untersucht sind: die Lilleng-Erzzone, etwa an der Liegendgrenze des roten Gneises, d. h. ca. 700 m im Liegenden des Haupterzes und die Raudsandfjell-Erzzone ca. 700 m im Liegenden der Lilleng-Zone.

Der rote und der graue Gneis wurden von FOSLIE (1935) als roter bzw. grauer Granit bezeichnet. Beide weisen jedoch eine makroskopisch so deutliche Parallelstruktur auf, dass meines Erachtens der Name «Gneis» angebrachter ist. Die Bezeichnung «Granit» lässt auch den Eindruck entstehen, dass hier ein Tiefengestein vorliegt. Der Nachweis vor allem der roten Gneise als verhältnismässig dünner stratigraphischer Horizonte über bisher 55 km Länge in WSW-ENE-Richtung spricht m. E. gegen intrusive Entstehung.

Die Parallelstruktur der Gneise wird durch parallele Anordnung der dunklen Mineralien – Amphibol und Biotit – hervorgerufen. Diese Parallelstruktur verläuft parallel den Grenzen der Amphibolit- und der Erzkörper und auch im übrigen so wie man das auf Grund der tektonischen Verhältnisse von Schichtflächen erwarten würde. Es fragt sich deshalb, ob hier nicht die Metamorphose eine frühere Schichtung abgebildet hat.

Vom roten Gneis liegt folgende Analyse vor:

		Mineralnorm:		(Mol %)	
SiO_2	65,57 %	Q	7,2	Wo	0,30
TiO_2	0,48	Or	38,5	En	1,2
Al_2O_3	17,03	Ab	45,5	Fs	0,7
Fe_2O_3	1,27	An	4,25	Mt	1,35
FeO	1,44			Il	0,6
MgO	0,42	salisch	95,45	Cc	0,2
CaO	1,25			Ap	0,2
Na_2O	5,10				
K_2O	6,60			femisch	4,55
P_2O_5	0,07				
MnO	0,12				
CO_2	0,07				
H_2O	0,16				
	99,58				

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

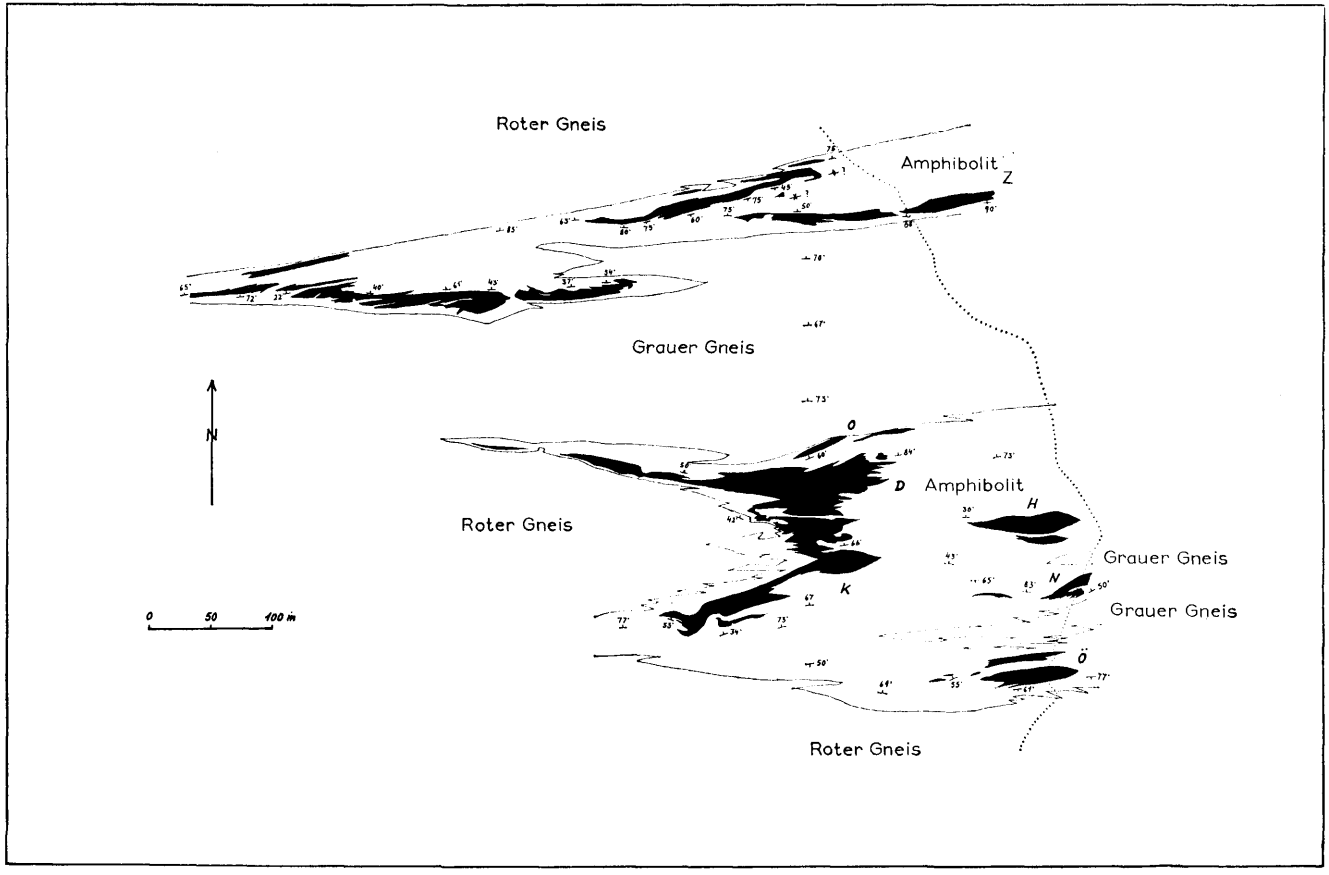
Das mikroskopische Bild sieht folgendermassen aus: Orthoklasperthit und etwas Mikroklin und Plagioklas bilden ein verhältnismässig grobes «Pflaster» (Durchmesser der Einzelkörner 0,35 mm). Plagioklas, Quarz, Biotit und wenig Amphibol und Titanit von wesentlich geringerer Korngrösse (ca. 0,1 mm) schieben sich zwischen das gröbere Pflaster. Einzig beim Orthoklasperthit wurde eine klar erkennbare undulöse Auslöschung festgestellt.

Der graue Gneis wurde mit folgendem Ergebnis analysiert:

SiO_2	70,13 %	Mineralnorm		(Mol %):	
TiO_2	0,22	Q	22,2	Wo	1,4
Al_2O_3	14,40	Or	26,0	En	1,8
Fe_2O_3	1,92	Ab	39,0	Mt	1,5
FeO	0,86	An	7,0	Il	0,4
MgO	0,66		———	Hm	0,3
CaO	2,30	salisch	94,2	Cc	0,2
Na_2O	4,30			Ap	0,2
K_2O	4,35				———
P_2O_5	0,046			femisch	5,8
MnO	0,07				
CO_2	0,06				
H_2O	0,28				
	———	Analyse: Chemisches Laboratorium von			
	99,596	Christiania Spigerverk, Ing. Asak.			

Das mikroskopische Bild ähnelt grundsätzlich dem des roten Gneises. In einigen Punkten unterscheidet sich der graue Gneis: Das grobe Pflaster besteht nur zum geringeren Teil aus Orthoklas, in stärkerem Mass ist hier Plagioklas vorhanden. Diese gröberen Plagioklase haben jedoch nur eine sehr schwache undulöse Auslöschung. Die dunklen Mineralien sind etwas reichlicher vorhanden. Epidot, der im roten Gneis fehlt, wurde hier in deutlichen Mengen beobachtet, während Titanit fast völlig fehlt.

Die Amphibolite bilden schlauch- bis plattenartige Körper mit im wesentlichen der gleichen achsialen Erstreckung wie die in ihnen liegenden Erzkörper. Ihr Querschnitt ist mehr oder weniger linsenförmig (s. Fig. 4). An den streichenden Enden findet man teilweise Auskeilen, teilweise eine Verfingerung mit den umgebenden Gneisen. Die Amphibolite sind auch nicht homogen, sondern man findet massige Typen, schiefrige Typen, Flaseramphibolit und gebänderte Typen. Beim


Roter Gneis
Amphibolit
Z
Grauer Gneis
N
0
50
100 m
Roter Gneis
O
D
Amphibolit
H
Grauer Gneis
K
N
Grauer Gneis
Ö
Roter Gneis

Flaseramphibolit schwimmen Hornblendeaggregate in einer Feldspatgrundmasse. Die räumliche Verteilung dieser verschiedenen Typen ist bisher nicht untersucht worden. Die Planstrukturen innerhalb der Amphibolite – Schieferung, Bänderung, Foliation, die zum grössten Teil primär und nur in geringem Umfang sekundär sind – verlaufen parallel den Grenzen und parallel den Planstrukturen im Gneis und auch im Erz.

FOSLIE (1935) bezeichnete das Gestein als Gabbro. In seiner Gesteinsbeschreibung schrieb er aber, dass es aus Hornblende und Plagioklas besteht. Ich halte den neutralen Namen «Amphibolit» deshalb für besser. Er schied an einigen Stellen auch «Hornblendit» aus, der aber hier ebenfalls als Amphibolit bezeichnet wird.

FOSLIE (1935) und CARSTENS (1957) führen folgende Analysen und Bestimmungen von Hornblenden aus der Grube Rödsand an:

	1	2	3
SiO_2	41,12	45,22	40,88
TiO_2	1,44	–	–
Al_2O_3	11,04	11,12	16,56
Fe_2O_3		4,84	5,54
FeO	17,15	11,00	12,22
MgO	13,18	12,52	10,16
MnO	1,66	–	–
Na_2O		1,3	1,6
CaO	12,20	10,74	10,78
K_2O		–	–
Glühverl.	0,57		
V	0,045		
Ni^{++}		0,022	0,009
Co^{++}		0,008	0,012
Cr^{+++}		0,08	0,001

Fig. 4. Grundriss der -150 m-Sohle der Grube Rödsand. Schwarz: Erz. D,H,K,N,O, Ö,Z: Bezeichnungen der Erzkörper. Man erkennt deutlich, dass das Erz sich konkordant dem Gesteinsverband einordnet. Es entsteht der Eindruck als sei das "Erz" eine "Fazies" des Amphibolits.

Vertikalsnitt gjennom etasje –150 i Rødsand Gruber. Sort: malm. D,H,K,N,O,Z,Ø: betegnelser for de enkelte malmkropper. Man ser tydelig at malmen ligger konkordant i de omgivende bergarter. Malmen gjør inntrykk av å være en "fasies" av amfibolitten.

	2	3
mg	0,59	0,51
$N\gamma$	1,672 ± 0,003	1,684 ± 0,003
$N\alpha$	1,652 ± 0,003	1,660 ± 0,003
$2\,V\alpha$	79°	74°
Pleochroismus		
γ	blaugrün	blaugrün
β	grasgrün	grasgrün
α	hellgelb	hellgelb

1 Analyse bei FOSLIE (1935): Reiner Hornblendefels vom H-Erz
2 Analyse bei CARSTENS (1957): Edinit aus Hornblendefels
3 Analyse bei CARSTENS (1957): Femag-Hastingsit aus Ilmenit-Magnetiterz.

Folgende Analyse liegt vom massigen Amphibolit vor:

SiO_2	43,94 %				
TiO_2	1,40	Mineralnorm (Mol %):			
Al_2O_3	14,48	Or	4,5	Di	16,4
Fe_2O_3	7,73	Ab	21,0	Hy	8,4
FeO	11,50	An	28,0	Ol	9,5
MgO	6,38		——	Mt	8,4
CaO	10,20	salisch	53,5	Il	2,0
Na_2O	2,25			Cc	1,6
K_2O	0,70				——
P_2O_5	0,034			femisch	46,3
MnO	0,18				
CO_2	0,62				
H_2O	0,12				
	99,534				

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Im Dünnschliff der analysierten Probe sieht man ein hypidiomorph körniges Gefüge aus 60 % Amphibol und 10 % Pyroxen (Korngrösse 0,5–1,5 mm). Daneben bilden Plagioklas, stark undulöser Orthoklas, Epidot, Erz und ein wenig Muskovit örtlich Implikationsgefüge mit Amphibol. Ein mehr schiefriger bis «schichtiger» Amphibolit weist

unter dem Mikroskop ein deutliches Parallelgefüge durch Parallelanordnung von Amphibol, Erz und Biotit auf mit Zwischenlagen und eingestreuten Körnern von Plagioklas, Orthoklas und Spur Epidot.

Im Grenzbereich nahe dem Gneis enthält der Amphibolit häufig feldspatreiche Zwischenlagen von einigen cm Dicke, daneben pegmatitische Adern. Solche Partien werden als «gebänderter Gneis» kartiert. Im Bergmesteramphibolit bildet gebänderter Gneis einen Horizont, der auf 90 m Länge verfolgt ist.

Im Amphibolit treten lagerartig bzw. lagergangartig Gesteine auf, die in der Grube Rödsand als "Pegmatite" bezeichnet werden. Sie sind einige cm bis einige m mächtig. Teilweise ähneln sie den grauen und teilweise den roten Gneisen, teilweise sehen sie wirklich wie Pegmatite aus. In anderen Fällen ist man im Zweifel, ob es gepresster Pegmatit oder Gneis ist. Es handelt sich also sicher um mehrere verschiedene Typen. Einige gneisartige sind wirkliche Gänge, die hauptsächlich an den Grenzen der plattenförmigen Erzkörper auftreten. Andere sind möglicherweise Ausläufer der Gneise und wären somit im Amphibolit echte Lager. Insgesamt sind diese Probleme sehr wenig untersucht.

3.1.2. Die Vererzung.

Die Vererzung ist dort anzutreffen, wo der Amphibolit keilartig in den umgebenden Gneis hineingreift. Das Erz bildet hier Linsen ganz ähnlich denen der norwegischen Kiesvorkommen. Makroskopisch gleicht das Bild der hiesigen Vererzung überhaupt stark derjenigen der Kiesvorkommen: die Korngrösse ist etwa die gleiche und Amphiboliteinschaltungen erzeugen eine Bänderung wie bei den Kieserzen (Fig. 5). Diese Bänderung verläuft parallel den Planstrukturen im Amphibolit und Gneis und parallel den Grenzen zwischen diesen beiden Gesteinen. Sie erinnert stark an Schichtung.

Die Erzlinsen sind auch hier staffelförmig angeordnet, jedoch auf eine etwas andere Weise als bei den Kieslagerstätten. Die reichsten Kieslagerstätten sind an die zentralen, mächtigsten Grünsteinpartien gebunden, in denen sie, mit einer seitlichen Staffelung der Einzellinsen, auftreten (Geis 1960 & 1961). Die Eisen-Titanlagerstätten dagegen sind an die randlichen Partien der Amphibolite gebunden und die Anordnung der Einzellinsen ist stark abhängig von der Form des Querschnitts der Amphibolite. Im Amphibolit des *Haupterzes* liegen die Einzellinsen im wesent-

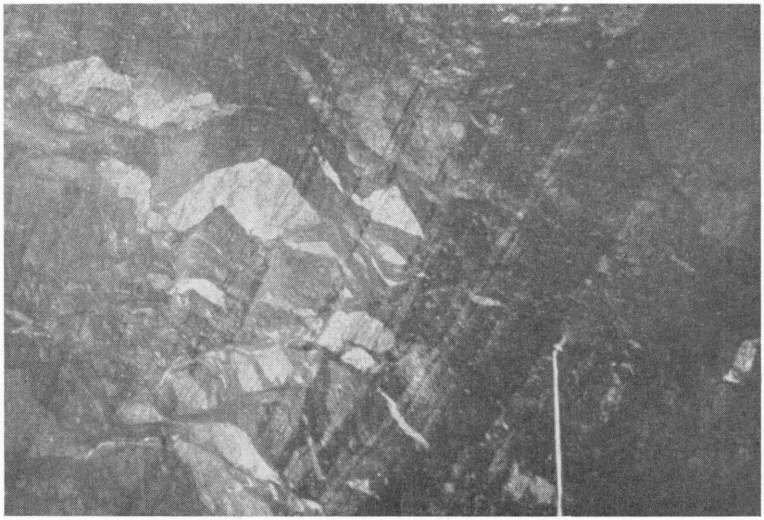


Fig. 5. Bänderung des Erzes infolge Wechsellagerung von Magnetit-Ilmenit (hell) und Amphibolit (dunkel). Die herabhängende Schnur ist ca. 30 cm. lang.

Båndíng av malmen p.g.a. veksellagring mellom magnetitt-ilmenitt (lys) og amfibolitt (mørk). Tauet som henger ned er ca. 30 cm. langt.

lichen übereinander (wenn man sich die Gesteine in horizontale Stellung gekippt denkt). Im Amphibolit der *Z-Erzkörper* sind die Einzellinsen mehr oder weniger staffelförmig angeordnet, sind aber auch hier an die randlichen Partien des Amphibolits gebunden. Vom *R- und Bergmester-Erz* liegen keine so detaillierten Beobachtungen vor, dass Aussagen über solche Gesetzmässigkeiten gemacht werden können.

Die Längsachsen der verschiedenen Erzpartien weichen in bedeutendem Grad voneinander ab. Die Längsachsen der Erzkörper des Haupterzes fallen mit ca. 70° in Richtung NE ein, scheinen sich nach der Tiefe zu jedoch flacher zu legen. Im Z-Erz fallen die Achsen einiger Linsen mit 20°, andere mit ca. 30° in Richtung ENE. Über das R-Erz können vorläufig keine sicheren Aussagen gemacht werden, und die Achse der Bergmester-Vererzung fällt mit 13° in Richtung ENE ein. Die Längsachsen der Amphibolitscheiben und -schläuche verlaufen in etwa der gleichen Richtung wie die der in ihnen liegenden Erzkörper.

Die Vererzung besteht aus Einzelkörnern von Magnetit und Ilmenit mit einem Durchmesser von 0,3–0,5 mm in einer Grundmasse aus Plagioklas, Amphibol, Granat, Biotit und ein wenig Apatit (Fig. 6, 7).

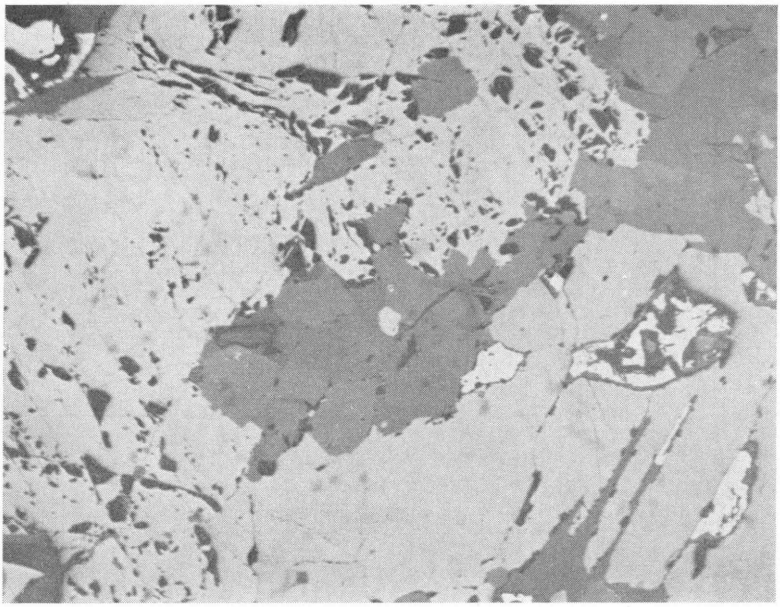


Fig. 6. Grube Rödsand, +4 m-Sohle. Anschliff vom H-Erz. Vergr. 70×. Magnetit hellgrau (porös), Ilmenit etwas dunkler als Magnetit und mit glatter Oberfläche, Sulfide weiss (im Ilmenit), Silikate dunkelgrau. Phot. A. Iversen.

Rødsand Gruber, etasje +4. Planslip fra H-malmen. Forst. 70×. Magnetitt lys grå (porøs), ilmenitt litt mørkere enn magnetitt (glatt overflate), sulfider hvit (i ilmenitten), silikater mørk grå. Foto A. Iversen.

Der Granat ist deutlich in der Umgebung der Erzkörner angereichert. Der Magnetit bildet ein allotriomorphes Gemenge mit dem Ilmenit. Der Magnetit ist im allgemeinen rein, er enthält nur einige Spindeln von Spinell und vereinzelt einige Ilmenitlamellen. Weitere Einschlüsse oder Entmischungen sind selbst bei stärksten Vergrösserungen nicht zu sehen. Der Ilmenit hingegen enthält Hämatit-Einschlüsse in sehr grosser Menge, wie bereits von CARSTENS (1945), HELTZEN (1949), INGVALDSEN (1938) und IVERSEN (1949) in unveröffentlichten Untersuchungen festgestellt wurde (Fig. 8). Der Hämatit tritt teilweise in Form von grossen Schuppen (Breite 0,05 mm), als grosse und als kleine Spindeln auf. Selbst habe ich Spindeln und Kugeln bis hinunter zur Grössenordnung zwischen 0,1 und 0,01 Mikron beobachtet. Endlich treten geringe Mengen Sulfide auf, hauptsächlich Magnetkies, daneben Kupferkies

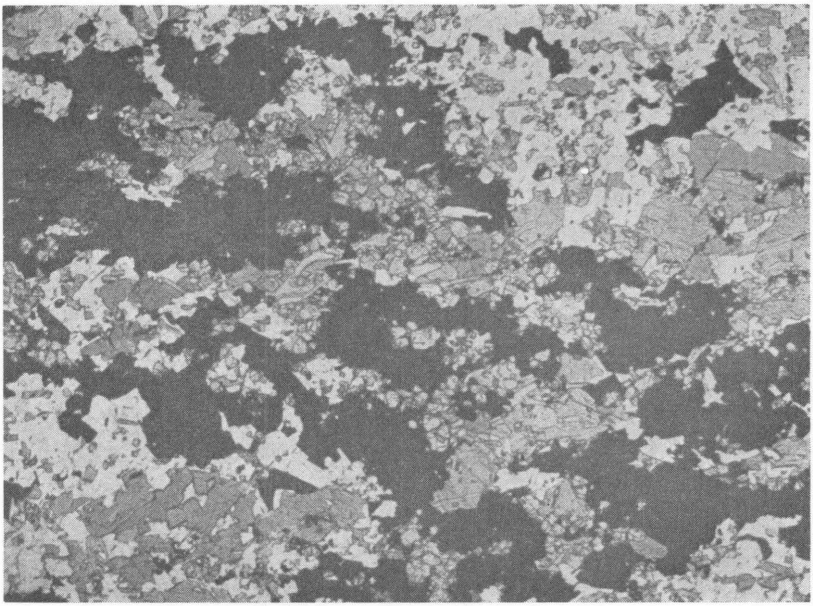


Fig. 7. Grube Rödsand, +4 m-Sohle. Dünnschliff, Übersichtsbild vom H-Erz. Vergr. 12×. Erz schwarz, Feldspat weiss, Hornblende grau, Granat etwas heller grau (runde Körner). Phot. A. Iversen.

Rødsand Gruber, etasje +4. Tynnslip. Oversiktsbilde fra H-malmen. Forst. 12×. *Malm svart, feltspat hvit, hornblende grå, granat lysere grå (runde korn). Foto A. Iversen.*

und Pyrit. IVERSEN hat im Magnetkies Entmischungen von Pentlandit beobachtet. Die Kiesmineralien treten teilweise als selbständige grössere Körner, teilweise als Adern und selten als winzige Einschlüsse in den übrigen Erzmineralien auf.

CARSTENS (1945) und HELTZEN (1949) haben die Verteilung der verschiedenen Ilmenit-Hämatit-Entmischungstypen im Grubengebiet untersucht. Wenn man deren Ergebnisse miteinander vergleicht, erkennt man, dass eine gesetzmässige Verteilung nicht vorliegt.

3.1.3. Mineralchemie der Erzmineralien im Erz.

Von der Grube Rödsand sind eine ganze Reihe von Aufbereitungsversuchen durchgeführt worden. Die Daten lassen sich teilweise als Grundlage für mineralchemische Betrachtungen verwenden.

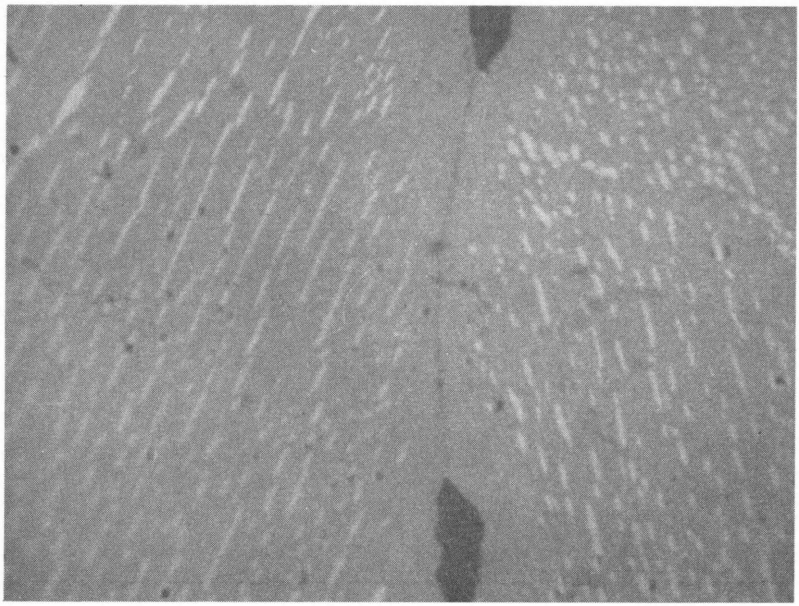


Fig. 8. Grube Rödsand. Bergmester-Erz, Schurf C–D. Anschliff. Vergr. 1250×. Zwei verschieden orientierte Ilmenitkörner mit Hämatitlamellen.
Phot. A. Iversen.

Rødsand Gruber. Bergmester-malm, røsk C–D. Planslip. Forst. 1250×. *To ilmenittkorn i forskjellig orientering med jernglanslameller. Foto A. Iversen.*

Als Ausgangpunkt für unsere Betrachtungen benutzen wir eine Roherz-, eine Magnetitkonzentrat- und eine Abgangsanalyse:

	Jahresdurchschnitt 1962		
	Roherz	Magnetitkonzentrat	Abgang
Fe	31,35	63,—	18,40
SiO_2	28,28	3,40	33,71
Al_2O_3	14,02	3,20	18,62
V_2O_5	0,31	0,72	0,12
TiO_2	4,33	2,26	7,90
MnO	0,18	0,06	0,31
CaO	3,75	0,50	5,—
MgO	2,33	0,73	4,78
Cu	0,018	0,013	0,023

Ni	0,022	0,028	0,019
S	0,62	0,80	0,76
CO_2	0,92	1,04	1,08

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Die obengenannten Werte lassen sich nicht ineinander umrechnen, da eine unmagnetische Fraktion (> 8 mm), die 37 % der Aufgabe ausmacht, entfernt wird und nicht in die Analysen eingeht. Nach dieser Vorseparation enthält das Roherz 40,70 % Fe, 5,5 % TiO_2 und 0,76 % S. Das ist auch der Grund dafür, dass S- und CO_2-Gehalte im Roherz niedriger sind als im Konzentrat und im Abgang.

Die Analysen zeigen im wesentlichen, welche Elemente in der stark magnetischen Fraktion angereichert werden. Dies sind: Fe, V_2O_5 und etwas Ni. S und CO_2 sind zu etwa gleichen Teilen auf Konzentrat und Abgang verteilt. Der Magnetkies folgt also deutlich dem Magnetit ins Konzentrat.

Das reinste Magnetitkonzentrat (Superkonzentrat), das hergestellt wurde, enthielt:

		Norm (Mol %)	
SiO_2	0,32 %		
TiO_2	0,30	Fe_3O_4	98,0
S	0,062	V_2O_3	0,8
V_2O_3	0,76	$FeTiO_3$	0,6
Cu	0,002	FeS_2	0,3
Ni	0,013	SiO_2	0,4
Fe	71,30		
(Fe_2O_3)	67,44)		
(FeO	30,82)		
(Summe	99,717)		

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Da Fe_2O_3 und FeO nicht bestimmt sind, wurde nach Verteilung der für Pyrit und Ilmenit nötigen Fe-Menge angenommen, dass der Rest in Magnetit eingeht und die Gehalte an Fe_2O_3 und FeO entsprechend berechnet. Da weiter ein Rest von 0,283 % nicht analysiert ist, können Silikate nicht berechnet werden und SiO_2 muss als «Quarz» in die normative Zusammensetzung eingehen. Im übrigen zeigt sich aber, dass ein sehr reiner Magnetit wie in Otanmäki (Vaasjoki & Heikkinen 1962) vorliegt.

Das reinste, vollständig analysierte Ilmenitkonzentrat enthielt:

SiO_2	3,04 %	Normative Mineralien (Mol %)	
TiO_2	39,05	Hornblende	3,1
Al_2O_3	2,20	Granat	6,6
Fe_2O_3	16,87	Korund	1,2
V_2O_3	0,39	FeS_2	1,8
FeO	34,84	$FeTiO_3$	64,6
MnO	0,91	$MgTiO_3$	4,2
MgO	1,44	$MnTiO_3$	2,0
CaO	0,30	TiO_2	0,7
S	0,50	Fe_2O_3	15,5
Summe	99,54	V_2O_3	0,4

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Der Gehalt an Hornblende wurde mit Hilfe der oben genannten Hornblende-Analyse von FOSLIE (1935) berechnet. Bei der Bestimmung des Granatgehalts wurde mit CARSTENS (1945) angenommen, dass es sich um Almandin handelt. Korund ist nach VOGT (1910) vorhanden. Nehmen wir nun an, dass Pyrit, Hornblende, Granat und Korund mechanische Verunreinigungen des Konzentrats sind, so erhalten wir folgende Zusammensetzung des Ilmenit-Hämatit: (Normativ, Mol %)

$FeTiO_3$	73,9
$MgTiO_3$	4,8
$MnTiO_3$	2,3
TiO_2	0,8
Fe_2O_3	17,7
V_2O_3	0,5

CARSTENS (1945) hat unter Zugrundelegung der gleichen Analyse früher bereits folgende Formel für den Ilmenit-Hämatit gefunden:

$$(0{,}91\ FeTiO_3 \cdot 0{,}06\ MgTiO_3 \cdot 0{,}03\ MnTiO_3) \cdot 0{,}2\ Fe_2O_3$$

Weiter wurde durch Flotation des Abgangs ein Pyritkonzentrat mit folgender Zusammensetzung hergestellt:

S	49,0 %	
Fe	44,6	(säurelöslich 43,71)
Co	0,55	
Ni	0,27	
Cu	0,88	
"Gangart"	4,10	(1,59 % SiO_2, 1,27 % Fe_2O_3, 0,75 % Al_2O_3, 0,05 % CaO, 0,16 % MgO)
	99,40	

Analyse: Chemisches Laboratorium von Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

Wenn wir annehmen, dass die Gehalte an S, Fe, Co, Ni und Cu die Zusammensetzung der reinen Erzmineralien widerspiegeln, erhalten wir:

S	51,9 %
Fe	46,3
Co	0,58
Ni	0,29
Cu	0,93

Nehmen wir im Pentlandit ein Verhältnis Fe: Ni = 1:1 an und weiter, dass Co als Linneit auftritt, so erhalten wir folgende normative Zusammensetzung in Mol %:

FeS_2	92,96
FeS	2,5
$CuFeS_2$	2,69
Co_3S_4	1,00
$(Fe,Ni)_9S_8$	0,85

Abschliessend soll in diesem Abschnitt das Vanadium behandelt werden. Aus dem Vergleich der Analysen von Roherz, Konzentrat und Abgang ergab sich bereits, dass V ganz wesentlich im Magnetitkonzentrat angereichert wird. Dies wird weiter bestätigt durch die oben angeführten Konzentratanalysen und die eine Hornblendeanalyse.

Die einzelnen Konzentrate erthielten:

Magnetitkonzentrat		= 0,51 % V
Ilmenitkonzentrat	0,39 % V_2O_3	= 0,26 % V
Hornblende		0,045 % V

Aus Versuchen, die Ing. Asak durchgeführt hat (briefliche Mitteilung) geht jedoch hervor, dass der V-Gehalt im Magnetit eine starke Abhängigkeit vom Fe-Gehalt im Roherz zeigt. Bei niedrigen Fe-Gehalten im Roherz ist auch der V-Gehalt im Konzentrat niedrig. Aus Roherzen mit 13,2 bis 50,6 % Fe wurden Magnetitkonzentrate mit V-Gehalten zwischen 0,198 und 0,63 % hergestellt. Im Lichte dieser Erkenntnis verliert das von CARSTENS (1940) eingeführte Vanadium-Modul seine Bedeutung zur Kennzeichnung eines Erzes.

$$\text{Vanadiummodul} = \frac{100\ V}{\%\ \text{Fe im Magnetit}}$$

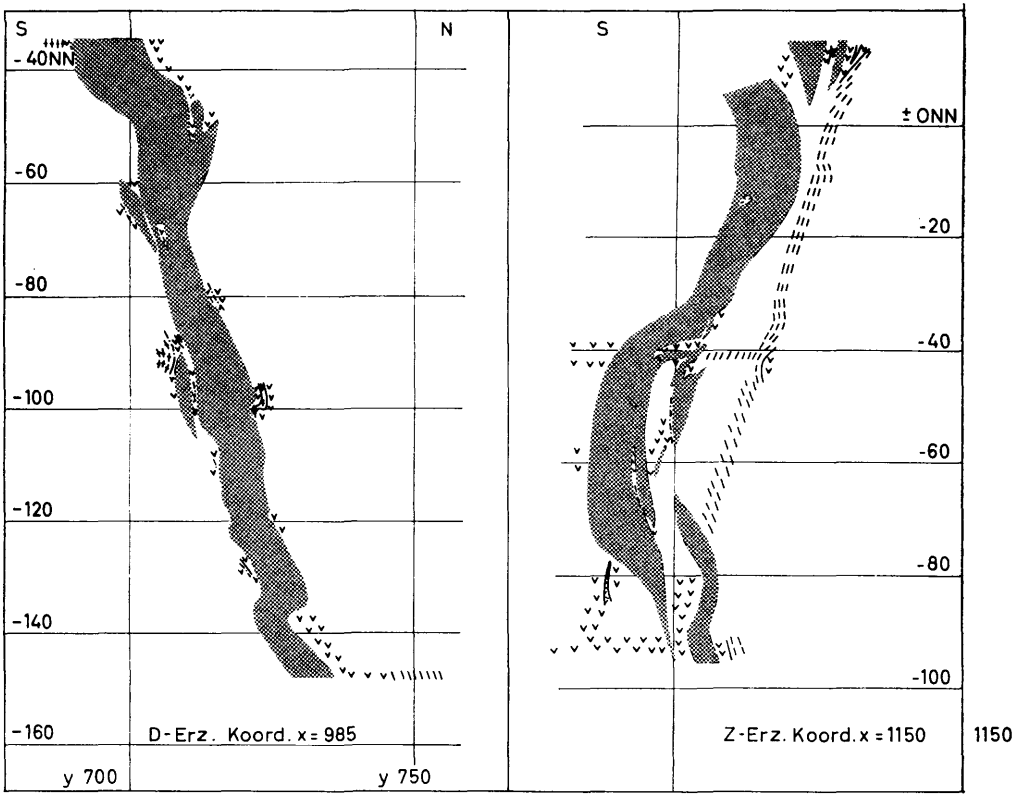


Fig. 9. Profil durch einen Teil des D-Erzkörpers (links) und der Hauptlinse des Z-Erzes (rechts). Koordinatenangaben in m.

Profil gjennom en del av D-malmen (til venstre) og en del av Z-malm, hovedlinse (til høyre). Koordinater i m.

3.1.4. Tektonik.

Das tektonische Bild im Grubenbereich ist geprägt durch die kaledonische Verfaltung der Molde–Tingvoll-Synklinale. Diese hat zu einer schwachen Wellung des gesamten Gesteinskomplexes geführt, die man deutlich am Verlauf der Erzkörper erkennen kann (Fig. 9). Lediglich am Ausgehenden des oberen Teils des Bergmester-Erzes (Oberer Bergmester) wurde eine stärkere Verfaltung beobachtet. Das Erz ist hier teilweise isoklinal verfaltet. In den Untertageaufschlüssen wurde so intensive Verfaltung nicht beobachtet.

Die Achse der Molde–Tingvoll-Synklinale fällt mit sehr flachem Winkel nach Osten ein. Die Achsen der schwachen Faltungen im Grubengebiet schwanken zwischen 18° W und 24° E. Im Verlauf dieser Faltung haben Relativbewegungen an den Grenzen zwischen Erz und Amphibolit und zwischen Amphibolit und Gneis stattgefunden, die in den verschiedenen mechanischen Eigenschaften der Komponenten begründet sind. An der Hangendgrenze der hangendsten Erzkörper des Z-Erzes sind auf diese Weise bis über 1 m mächtige Ruschelzonen entstanden. Die Verschiebungsbeträge sind – nach den bisherigen Beobachtungen zu urteilen – nur gering, höchstens einige Meter. Es ist möglich, dass ein Teil der sogenannten Pegmatite auf solchen Bewegungsbahnen zu finden sind. An einigen wenigen Stellen greifen diese Bewegungsbahnen auch über die Gesteinsgrenzen hinaus und kreuzen den konkordanten Verband.

Bruchtektonik von einer gewissen Bedeutung wurde überhaupt nicht beobachtet.

3.2. *Das Vorkommen Heindalen.*

Das Vorkommen Heindalen ist das zweitgrösste des Bezirks und soll deshalb hier an zweiter Stelle besprochen werden. Es liegt 9 km SW der Grube Rödsand in einem grösseren Feld aus rotem Gneis (ca. 3 qkm).

Der rote Gneis bildet eine Mulde, in deren Kern ein Amphibolit schlauchartig der in Richtung 65° verlaufenden Muldenachse folgt. Die Verbandsverhältnisse sind vergleichbar denen des Amphibolits der Haupterze in der Grube Rödsand (Fig. 10). Dem Amphibolit sind einige langgestreckte Erzlinsen eingeschaltet, deren Längsachsen parallel dem Amphibolit-«Schlauch» verlaufen. Die Muldenachse taucht mit ca. 11° nach ENE ab. Dies führt dazu, dass Erz und Amphibolit nur im west-

lichen Teil des Feldes zu Tage ausgehen. Erz und Amphibolit sind östlich vom Ausgehenden in einer Reihe von Diamantbohrlöchern nachgewiesen worden. Noch weiter nach E zu deuten Magnetometermessungen auf weitere Erzführung.

Weiter oben wurde bereits die Möglichkeit angedeutet, dass der rote Gneis im Heindalsfeld im N an einer 71° verlaufenden Störung abgesunken ist. Da diese Richtung einen Winkel von ca. 6° mit der Muldenachse (und Achsenrichtung des Amphibolits) bildet, muss damit gerechnet werden, dass der Amphibolit von der Störung abgeschnitten wird und das erzhöffige Gebiet somit eine Länge von ca. 3 km hat.

Im Heindalsfeld wurden Vererzungen und Mineralisierungen analysiert, die zwischen 6,42 und 46,96 % Magnetitkonzentrat ergaben. Einige typische Analysen sollen hier aufgeführt werden:

% Konzentrat	% Fe	% TiO_2	% S
46,96	41,8	6,5	0,65
33,77	34,0	5,2	0,34
27,04	28,0	4,1	0,53
21,48	24,6	3,2	0,35

Die oben genannten und alle im weiteren nicht näher bezeichneten Analysen wurden von S. Kvenseth im Chemischen Laboratorium von Rödsand Gruber ausgeführt. Die Bestimmung von «% Konzentrat» geschieht mit Hilfe von Dings tube tester, nachdem das Roherz auf – 200 mesh (0,074 mm) vermahlen ist. Dies ist praktisch eine Magnetseparation im Laboratoriums-Masstab.

Drei Konzentrate wurden auf Fe und V analysiert und ergaben:

% Fe	69,30	69,70	67,85	Analyse: Chemisches Laboratorium von
% V	0,46	0,44	0,52	Christiania Spigerverk, Ing. Asak.

3.3. *Vorkommen Rödseter.*

Das Vorkommen Rödseter, in der Literatur (Vogt 1910) auch als «Rödsæter» bezeichnet, liegt 11 km westlich der Grube Rödsand und ist das nächste Vorkommen in der Verlängerung der Erzzone nach W. Es liegt etwa im gleichen stratigraphischen Niveau wie das Lilleng-Vorkommen (im Liegenden der Grube Rödsand). Es liegt an der Liegend-

grenze des roten Gneises, die von Raudsand bis Rödseter durchgehend verfolgt werden konnte. In der Umgebung von Rödseter tritt der rote Gneis allerdings stark zurück, und es tritt überwiegend grauer Gneis auf.

Das Vorkommen wurde im Sommer 1962 durch Schürfe und Diamantbohrungen näher untersucht. Dabei wurden folgende geologische Ergebnisse erzielt: Der wesentliche Teil des Erzes ist an einen ca. 10 m mächtigen und 500 m langen Amphibolithorizont gebunden. In einigen Amphibolitlinsen im Hangenden dieses Horizonts tritt ebenfalls Erz auf. Eine gesetzmässige Verteilung von rotem und grauem Gneis konnte nicht festgestellt werden. Die Streichrichtung ist 73 bis 83°. Da wir uns auf der Südseite der Molde–Tingvoll-Synklinale befinden, fallen die Gesteine auch hier nach Norden ein, sind aber stärker gefaltet als bei Raudsand. Das Einfallen schwankt gewöhnlich zwischen 10 und 50° N, steileres und sogar überkipptes Einfallen ist jedoch nicht selten.

Die Gehalte im Roherz schwanken zwischen:

17,43	und	44,56	% Konzentrat
21,7	»	41,1	% Fe
3,4	»	6,4	% TiO_2
0,50	»	0,68	% S

Fe-, TiO_2- und S-Gehalte weisen eine ausgezeichnete Parallelität auf.

3.4. *Vorkommen Gussiås.*

Verfolgt man die erzführende Zone weiter nach W, so trifft man 14 km westlich von Raudsand – etwa in der Verlängerung des Bergmester-Erzes – auf das Erzvorkommen Gussiås. Mit Hilfe von magnetischen Messungen wurde hier über 1000 m Länge eine Vererzung nachgewiesen. Die Aufschlussverhältnisse sind jedoch sehr schlecht, die Vererzung ist nahezu in ihrer ganzen Länge unter Moor und Moräne verborgen. Die Ergebnisse der magnetischen Messungen deuten darauf, dass es sich um 3 Linsen handeln kann. Die Anomaliezonen sind – Von E nach W – 600–700, 150 und 100 m lang. Im zentralen Teil ist das Erz an 2 Stellen sichtbar. Von hier entnommene Proben ergaben

% Fe	29,6	30,5	45,6	48,9
% TiO_2	4,3	4,3	6,5	6,7
% S	0,10	0,22	0,52	0,35
% Konzentrat	28,10	30,10	45,35	55,65

Die Vererzung liegt in einer amphibolitischen Grundmasse.

3.5. *Vorkommen Horja.*

32 km W von Raudsand und in der Verlängerung der dortigen Vererzung wurden auf 4 km Länge magnetische Anomalien verschiedener Stärke festgestellt. Die Vererzung ist hier ähnlich wie bei Gussiås weitgehend unter Moor und Moräne verborgen, sodass man bei der Beurteilung der Lagerstätte auf die magnetischen Messungen angewiesen ist. Diese deuten auf eine lange Imprägnationszone mit lokalen, linsenartigen Anreicherungen.

Im westlichen Teil der Anomaliezone wurden 4 Aufschlüsse gefunden. Im östlichsten Aufschluss wurde vom Hangenden zum Liegenden folgendes Profil beobachtet:

0,30 m grauer Gneis
2,50 m nicht aufgeschlossen
1,50 m Erz in amphibolitischer Grundmasse (16,0 % Konzentrat, 0,09 % S)
2,50 m nicht aufgeschlossen
1,10 m Erz in amphibolitischer Grundmasse (33,8 % Fe, 5,1 % TiO_2, 0,07 % S, 34,0 % Konzentrat)
0,25 m grauer Gneis
0,20 m Erz in amphibolitischer Grundmasse.

An drei weiteren Stellen wurden lediglich kleine Aufschlüsse von Erz in amphibolitischer Grundmasse mit folgender Zusammensetzung gefunden:

% Fe	27,2	25,9	
% TiO_2	4,2	3,8	
% S	0,08	0,05	0,09
% Konzentrat	27,6	25,5	13,9

Auch die Horja-Vererzung liegt mit steilem nördlichem Einfallen auf der S-Seite der Molde–Tingvoll-Synklinale. In der Nähe der Erzkörper wurde sehr oft roter Gneis beobachtet. Der geologische Zusammenhang mit den roten Gneisen bei Raudsand wurde allerdings nicht näher untersucht.

3.6. *Vorkommen Vågseternes.*

In der Verlängerung der Horja–Anomaliezone tritt nach 2,5 km Unterbrechung eine neue Anomaliezone auf. Sie ist 1200 m lang. Über die östlichen 650 m sind einige schwache Anomalien verteilt, Aufschlüsse

sind nicht vorhanden. Hier kann man wohl mit Imprägnationen rechnen.

Über die restlichen 550 m tritt eine zusammenhängende, kräftige Anomaliezone auf, und Erz ist an einer ganzen Reihe von Stellen aufgeschlossen. Das Erz ist teilweise kompakt, teilweise Imprägnation in amphibolitischer Grundmasse. Das Nebengestein des Erzes ist Amphibolit.

Die Erze sind verhältnismässig arm. Die Analyse einiger Erzproben ergab folgende Resultate:

% Fe	30,0	29,3	27,2	27,5	23,3	
% TiO_2	4,2	4,2	4,1	3,8	3,4	
% S	0,74	0,48	0,54	0,74	0,62	
% Konzentrat	28,0	26,4	24,2	21,5	19,0	13,2

Die Erzzone verschwindet nach W zu unter einer Bucht. Die Gesteine fallen mit mittleren bis steilen Winkeln nach N ein.

3.7. *Vorkommen Nesjestrand.*

Die Erzzone von Vågseternes lässt sich auf der W-Seite einer 1 km breiten Bucht in Form eines 2,4 km langen Zuges magnetischer Anomalien weiter verfolgen. Die Anomalien liegen im Ostteil verstreut, während sie im W eine über 1 km Länge zusammenhängende Zone bilden. Die Anomalien sind verhältnismässig schwach. Abgesehen vom westlichsten Ende, wo die Erzzone erneut unter einem Fjord verschwindet, ist die Anomaliezone unter Moor und Moränen verborgen.

Anhaltspunkte über die Erzführung geben die Analysen einiger Erzproben vom W-Ende:

% Fe	32,7	27,7	
% TiO_2	5,1	4,0	
% S	0,90	0,70	
% Konzentrat	35,2	22,3	10,5

In den Aufschlüssen liegt das Erz in Amphibolit, der seinerseits wieder von grauem Gneis umgeben ist. Auch hier fallen die Gesteine nach N ein.

3.8. *Fundpunkt Asphol.*

Der Fundpunkt Asphol ist die einzige Stelle, wo auf der N-Seite der Molde–Tingvoll-Synklinale Erz gefunden wurde. Anstehend wurde nur Amphibolit beobachtet, einige Erzblöcke kamen bei Grabarbeiten zu Tage.

Ein Block wurde mit folgendem Ergebnis analysiert: 22,6 % Konzentrat, 0,32 % S.

Der Fundpunkt wurde im Verlauf von magnetischen Messungen entdeckt.

Auf der S-Seite des Fosterlågen-Sees, 8 km östlich von Asphol, wurde ausserdem eine kleinere Anomaliezone festfestellt.

3.9. *Weitere Fundpunkte.*

Die Fundpunkte Bersås und Ören, die auf VOGTS (1910) Karte vermerkt sind, sind nicht näher untersucht. FOSLIES (1925) Åflöi-Vorkommen liess sich nicht wiederfinden.

3.10. *Vorkommen Gjörsvika.*

Auf der Ostseite des Sunndals-Fjords, an dem Raudsand und die Grube Rödsand liegen, tritt in der Verlängerung der Raudsand-Erzzone ebenfalls Erz auf. Bei magnetischen Übersichtsvermessungen mit 250 m Profilabstand wurden Anomalien in 5 Profilen festgestellt, was einer streichenden Länge von 1,2 km entspricht. Das westlichste Profil liegt am Ufer der Fjords.

Bei einer Übersichtsbegehung wurde festgestellt, dass das Erz auch hier in Amphibolit liegt, der in der Nähe der Hangendgrenze des hiesigen roten Gneises auftritt. Dies entspricht etwa dem stratigraphischen Niveau des Haupterzes der Grube Rödsand. Aufschlüsse von Erz wurden auf eine Länge von ca. 500 m beobachtet. Nähere Untersuchungen und Analysen stehen noch aus.

3.11. *Vorkommen Meisingset.*

4 km südöstlich vom Ende der Gjörsvika-Anomaliezone beginnt eine neue Vererzungszone, die bisher auf ca. 2 km Länge magnetometrisch verfolgt wurde. Sie liegt etwa an der Liegendgrenze des dortigen roten Gneises und kann in ihrer Position etwa dem Lilleng-Vorkommen entsprechen. Am östlichen Ende der Anomaliezone liegt eine etwas grössere Erzanreicherung, auf der in den Jahren 1941 und 1942 im Rahmen eines Versuchsbergbaus 20094 t Roherz mit 38 % Fe abgebaut wurden.

Ausser magnetischen Messungen wurden in neuerer Zeit keine Untersuchungen durchgeführt. Von Dr. C. W. Carstens liegt eine kurze

Beschreibung aus dem Jahr 1941 vor, der die folgenden Angaben entnommen sind (CARSTENS 1941).

Es handelt sich um 3 Linsen, eine Hauptlinse sowie eine nördlich und eine südlich davon gelegene. Die Hauptlinse hatte am Ausgehenden ein Areal von 6840 qm, die nördliche von 1366, die südliche von ca. 1300 qm. Die Streichrichtung ist E–W bis ENE–WSW. Das Einfallen schwankt etwas, für die Hauptlinse wurde 53–58°, für die nördliche Linse 36–49° N angegeben. Für die südliche Linse rechnete CARSTENS mit mittelsteilem südlichem Einfallen.

CARSTENS gibt folgende Analysenresultate an:

Hauptlinse (Durchschnitt)	ca. 31	% Fe	ca. 0,21	% V
Nördliche Linse (Durchschnitt) über	» 40	% Fe	» 0,30	% V
Südliche Linse (Durchsnitt)	» 37,4	% Fe		

Aufbereitungsversuche:

Roherz			Konzentrat (–200 mesh)				
% Fe	% V	%	% Fe	% V	% TiO_2	% Cr	% S
1. 30,39	0,23	31,5	69,0	0,48	0,90	0,02	0,26
2. 28,50	0,21	27,7	65,6	0,45	0,95		

Eine weitere Erzanreicherung, die auch als Anomalie deutlich hervortritt, liegt 1100 m westlich der Grube Meisingset auf dem Nistuhaugen (entspricht möglicherweise VOGTS Venaas). CARSTENS (1941) spricht von unbedeutender Grösse, Streichrichtung ENE bis NE und Einfallen 25–30° in südlicher Richtung. Eine Durchschnittsprobe enthielt nach ihm 32,7 % Fe und 0,22 % V.

Das teilweise südliche Einfallen erklärt sich daraus, dass die Molde–Tingvoll-Synklinale im Bereich Meisingset–Stangvik (nach HERNES 1956 b) in eine liegende Falte übergeht.

4. Geochemie der Vorkommen.

Die zur Verfügung stehenden Daten erlauben keine ausführliche geochemische Charakterisierung der Vorkommen. Spurelementuntersuchungen sind nur sporadisch ausgeführt worden, und zwar hauptsächlich auf Vanadium. Wie im Rahmen der Mineralchemie der Erzmineralien schon ausgeführt wurde, liegen Anzeichen dafür vor, dass in der Grube Rödsand der V-Gehalt im Konzentrat in Abhängigkeit vom Fe-Gehalt

im Roherz schwankt. Man benötigt also ein sehr umfangreiches Analysenmaterial für die Untersuchung des geochemischen Verhaltens von V. Die von der Grube Rödsand vorliegenden Analysen sind bisher nicht auf diese Frage hin untersucht worden.

In gewissem Masse ist aber eine geochemische Charakterisierung möglich durch das Studium des Verhältnisses TiO_2:Fe im Roherz. Aus der beigefügten Tab. 1. geht deutlich hervor, dass in jedem Vorkommen ein bestimmtes TiO_2:Fe-Verhältnis vorhanden ist. Die Werte der in dieser Arbeit besprochenen Vorkommen liegen sehr nahe beieinander.

Tabelle 1.

	Anzahl Analysen	Verhältnis TiO_2:Fe
1. *Amphiboliterze in Westnorwegen*		
Haupterze Grube Rødsand	41	0,15
Z-Erze » »	47	0,15
Bergmestererze Grube Rødsand	14	0,15
Vorkommen Heindalen	4	0,15
» Gussiås	4	0,14
» Horja	3	0,15
» Vågseternes	5	0,14
» Nesjestrand	2	0,15
2. *Gabbroerze in Westnorwegen*		
Vorkommen Kvithammer (Tafjord)	1	0,35
» Kammen »	1	0,35
» Øien »	2	0,21
» Glasøy	3	0,23
» Lid	1	0,25
» Solnør	30	0,25

Zum Vergleich wurden eine Reihe von Analysen anderer, an die Dolerite von Sunnmøre gebundener Vorkommen in der Tabelle eingetragen. Das TiO_2 : Fe-Verhältnis ist hier bedeutend höher als das der Vorkommen in der Umgebung von Raudsand.

4. Genese.

5.1. *Zur Entstehung der verschiedenen Gesteine.*

Aus den Beschreibungen geht hervor, dass die Gesteine in ihrer heutigen Form Produkte einer mesozonalen Metamorphose sind und in Amphibolitfazies vorliegen. Das mikroskopische Bild spiegelt nur die

pT-Verhältnisse während der Metamorphose wider und kann für eine weiter zurückgehende Deutung nicht verwandt werden. Ausgangspunkt für die Entscheidung, welches die ursprünglichen Gesteine gewesen sind, kann also nur die chemische Zusammensetzung in Verbindung mit der Makrogeologie sein. Ich gehe dabei von der Voraussetzung aus, dass weder eine Stoffzufuhr noch ein Stoffabtransport stattgefunden hat.

Die Zusammensetzung des roten und des grauen Gneises entspricht der eines Granodiorits. Da – wie früher gezeigt – die Gesteine Glieder einer stratigraphischen Folge bilden, ist ein Tiefengestein als Primärgestein ausgeschlossen. Es könnte sich aber um metamorphisierte Rhyodacite handeln. Wenn es Sedimente waren, kann es sich wegen der hohen Feldspatgehalte (normativ 88 bzw. 72 %) nur um Arkosen gehandelt haben. Die feldspatreichste Arkose, die bei PETTIJOHN (1957) angegeben ist, enthält jedoch nur 64 % Feldspat. Es ist deshalb meines Erachtens wahrscheinlicher, dass es sich um saure Ergussgesteine – eventuell saure Tuffe – handelt. HERNES (1964 a) fasst die grauen Gneise als Lava (Tuff) auf, die in der Raudsandgruppe auftretenden z. T. als möglicherweise subvulkanisch. Die roten Gneise sind seiner Meinung nach aus gröberen Sedimenten gebildet.

Auch der Amphibolit liegt in Amphibolitfazies vor. Die chemische Zusammensetzung ist ausserordentlich ähnlich der der Dolerite von Sunnmøre, die von GJELSVIK (1952) untersucht wurden, und wie dort gabbroid. Ich möchte hier auf die Ähnlichkeit mit der chemischen Zusammensetzung norwegischer Spilite hinweisen (GEIS 1962).

Die Amphibolite des besprochenen Gebiets bilden konkordante Einlagerungen im umgebenden Gneis, teilweise wechsellagern sie mit ihm (gebänderter Gneis). Die Planstrukturen innerhalb der Amphibolite verlaufen parallel den Grenzen und parallel den Planstrukturen im Gneis und auch im Erz. Das Bild der Amphibolite in der Grube Rödsand geht aus dem beigefügten Grubenriss (Fig. 4) hervor. Die übrigen sind Platten, die sich wohl mit dem Amphibolit der Z-Erze vergleichen lassen. Wechsellagerung mit dem Gneis wurde in der Grube Rödsand besonders in der Nähe der Kontakte zwischen Amphibolit und Gneis beobachtet. Alle diese Tatsachen können meiner Ansicht nach darauf deuten, dass beide Gesteine gleichzeitig entstanden sind. Die früher erwähnten kompakten und schiefrigen Partien des Amphibolits können als ursprüngliche Ergussgesteine bzw. Tuffe aufgefasst werden. Eine genaue Kartierung der verschiedenen Amphibolittypen kann hier möglicherweise weiterhelfen. Die grobkristallinen Partien (v. a. Flaseramphibolit) werden vom

Verfasser als stärker metamorphisierte Äquivalente der übrigen Typen aufgefasst. Die Möglichkeit, dass die Amphibolite Lagergänge und oberflächennahe Intrusionen sind, kann allerdings auch nicht ausgeschlossen werden. Die Unterscheidung zwischen Ergüssen und Lagergängen kann ja sogar in unmetamorphen Gebieten Schwierigkeiten bereiten. Die hiesigen Amphibolite unterscheiden sich auch von den übrigen gabbroiden Gesteinen des Bezirks, die von GJELSVIK «Dolerite», von HERNES (1964 a) «Metadolerite» genannt werden. HERNES (1964 a) weist ebenfalls auf diesen Unterschied hin.

5.2. *Deutung der Beobachtungen im Erz.*

Die mikroskopischen Beobachtungen an den Erzen können uns – ebenso wie die der Gesteine – nur Anhaltspunkte über die pT-Verhältnisse während der Metamorphose geben. Falls die Erze primär bei niedrigen Temperaturen entstanden sind, ist das ursprüngliche Bild ausgewischt.

Die Entmischungen von Hämatit im Ilmenit deuten darauf, dass beim Auskristallisieren des Ilmenits in diesem ein Fe_2O_3-Überschuss vorhanden war. Nach RAMDOHR (1955) kristallisiert Ilmenit «fast ausschliesslich bei hohen, meist 500° sicher (Ausnahme: Alpine Klüfte) übersteigenden Temperaturen». Weiter sind Fe_2O_3 und $FeTiO_3$ bei 600° mischbar. Dies deutet also auf eine Bildungstemperatur von ca. 600° C. Diese Temperatur liegt aber in dem Bereich, den TURNER & VERHOOGEN (1960) für die Amphibolitfazies angeben, nämlich 550°–750° C. Die Nebengesteine der Erze liegen ja in Amphibolitfazies vor.

Eine weitere Tatsache, die auf rein metamorphe Entstehung der heute vorliegenden Erzmineralien deutet, ist die ausserordentliche Reinheit des Magnetits. Nach BUDDINGTON, FAHEY & VLISIDIS (1955) führen metamorphe Magnetite 1–4 % TiO_2, während sie sonst in gabbroiden Gesteinen bis zu 15 % TiO_2 führen.

Eine genetische Deutung muss deshalb ganz wesentlich auf dem makroskopischen Bild aufbauen. Wir haben oben gesehen, dass die roten und grauen Gneise der Raudsand-Gruppe eine stratigraphische Einheit bilden, die sich organisch dem System kaledonischer Syn- und Antiklinalen eingliedert. Die Amphibolite liegen konkordant in diesem Verband, und auch die Planstrukturen im Erz verlaufen parallel denen im Amphibolit und im Gneis. Sämtliche Glieder liegen also konkordant in einem Verband, auf eine Weise, wie man das von exogenen, d.h. an der Oberfläche entstandenen Gesteinen erwartet. Die Art des Auftretens der Erze

scheint sich somit – jedenfalls teilweise – von den bei GJELSVIK (1952, 1956, 1957) beschriebenen zu unterscheiden, wo die Erze überwiegend schlieren- und gangförmige Anreicherungen bilden, mit den Erzmineralien als Zwickelfüllungen.

Wenn die Amphibolite am Meeresboden abgelagerte Ergussgesteine und Tuffe sind, ist die Annahme naheliegend, dass auch die Magnetit-Ilmeniterze am Meeresboden entstanden, d.h. submarin-exhalativer Entstehung sind. Ein wichtiges Kriterium, das in dieser Richtung deutet, ist die Ähnlichkeit mit dem makroskopischen Aufbau der norwegischen Kieslagerstätten.

Der Verfasser hat früher gezeigt (GEIS 1958), dass die norwegischen Kieslagerstätten eine typisch hydrothermale Paragenese aufweisen und sie als submarin-exhalativ gedeutet. Andere Verfasser sind zu ähnlichen Ergebnissen gekommen (OFTEDAHL 1958 a & b, VOKES 1962). Der Verfasser hat auch strukturelle Charakteristika der Lagerstätten dieses Typs aufgezeigt: Schichtartige Bänderung der Erze, gesetzmässige, staffelförmige Anordnung der Erzlinsen, Verknüpfung mit lokalen Mächtigkeitszunahmen der Nebengesteine (GEIS 1960, 1961). Es ist interessant festzustellen, dass entsprechende Gesetzmässigkeiten auch für die Eisen-Titanlagerstätten der Umgebung von Raudsand gelten. Die Bänderung der Erze ist so ähnlich, dass man auf Schwarz-Weiss-Fotos den Unterschied zwischen einem Eisen-Titanerz von Raudsand und einem Kieserz kaum sehen könnte. Bei der staffelförmigen Anordnung der Erzlinsen ist die Gesetzmässigkeit etwas anders als bei den Kiesen: Die Magnetit-Ilmenitlinsen sind an den Rändern der Amphibolit-«Schläuche» übereinander gestaffelt und folgen den Ein- und Ausbuchtungen der Amphibolite.

Sind die Amphibolite dagegen oberflächennahe Intrusionen und Lagergänge, so könnten die Erze als liquidmagmatische Aussonderungen angesehen werden. Ihre schichtartige Bänderung könnten die Erze dann als Folge von tektonischer Beanspruchung und metamorpher Umbildung erhalten haben. Diese Möglichkeit wurde von Prof. Bugge im Laufe einer Diskussion angedeutet.

Bei einer derartigen Entstehung wäre aber meiner Ansicht nach eine weniger regelmässige, mehr schlierige Anordnung der Vererzung zu erwarten als es hier der Fall ist. Da die obengenannte radioaktive Altersbestimmung auch ergeben hat, dass die metamorphe Umkristallisation vor der kaledonischen Tektogenese stattgefunden hat, (540 Mill. Jahre, gegenüber 400 Mill. Jahre), muss die Rekristallisation der Erze vor deren

tektonischer Beanspruchung stattgefunden haben. Es ist aber unwahrscheinlich, dass auf diese Weise die beobachtete schichtatige Bänderung entsteht.

Die Vorkommen von Otanmäki in Finnland, die denen von Raudsand sehr ähnlich sind, wurden von PÄÄKKÖNEN (1956), PAARMA (1954) und VAASJOKI (1947) recht eingehend untersucht. PÄÄKKÖNEN lehnt bereits die VOGTsche Auffassung einer liquidmagmatischen Entstehung dieses Lagerstättentyps (VOGT 1910) ab. Er kam zu der Auffassung, «that the genesis of the ore deposits is connected with the folding tectonic structure of the region and the strongly regionally metamorphosed habit of the rocks adjoining the ore formations». Er meint, die Erzmineralien seien im Laufe der Metamorphose in den umgebenden Gesteinen mobilisiert und durch «stress-metamorphe Mobilisation» an Stellen niedrigen Druckes angereichert worden. Nach seiner Meinung gilt dies auch für die Grube Rödsand. Wären die Lagerstätten der Grube Rödsand unter tektonisch-metamorphem Einfluss entstanden, so müsste man Diskordanz im Verhältnis zur Umgebung erwarten und darüber hinaus ein Symmetrieverhältnis der Längsachsen zur Achse der Molde–Tingvoll-Synklinale, dem einzigen herrschenden tektonischen Element. Es zeigt sich jedoch, dass die Lagerstätten in konkordantem Verband mit ihren Nebengesteinen liegen, dass die Lagerstätten selbst mitgefaltet und somit prätektonisch sind, und schliesslich bilden ihre Längsachsen verschiedene Winkel mit der Synklinalachse. Ein Symmetrieverhältnis zu ihr ist also nicht festzustellen.

Wenn wir uns nun der chemischen Seite zuwenden, so muss wohl als sehr wahrscheinlich angenommen werden, dass die Magnetit–Ilmeniterze Differentiationsprodukte des basischen Magmas sind, das die gabbroiden Intrusionen (Dolerite) und die Amphibolite gebildet hat. Wie aus den Analysen hervorgeht, stammen beide Gesteine vom gleichen Magma ab. Und dass sich Magnetit-Ilmeniterze aus basischen Magmen ausscheiden, ist ja allgemein bekannt. Für Möre und Romsdal wurde dies kürzlich erneut von CARSTENS (1957) gezeigt. Die TiO_2:Fe-Verhältnisse liegen jedoch in Sunnmøre höher als in den hier besprochenen Vorkommen, was in einem grösseren Ilmenitanteil im Verhältnis zum Magnetit begründet ist.

Da – wie oben gezeigt – die Erzmineralisierung in ihrer heutigen Form ein Produkt der Metamorphose ist, erhebt sich die Frage, wie eine syngenetische Entstehung der Erze zu erklären ist. Zunächst einmal muss im Magma eine Differentiation in eine flüssige und in eine gasförmige

Phase stattgefunden haben, bei der die heute im Amphibolit befindlichen Elemente sich von denen, die heute im Erz vorliegen, trennten. Die gasförmige Phase wird dabei Wasser oberhalb der kritischen Temperatur enthalten haben. Beim Durchbruch des Magmas zur Oberfläche wird dann eine plötzliche Druckentlastung stattgefunden haben, die zu einer Ausfällung von Fe und Ti aus der gasförmigen Phase führte.

Schon VOGT (1926) war der Meinung, dass die hier vorliegende Elementvergesellschaftung auch in einer pneumatolytischen Phase angereichert werden kann. Er schrieb: «The element association of the apatite veins Si, Ti, U, P, Fe, Mg, Ca, Na etc. stands in the same chemical relation to the gabbro (or the gabbro magma) as the element association of the tinstone veins to the granite (or the granite or pegmatite magma)».

Wie auch aus den Analysen von GJELSVIK (1952) hervorgeht, muss das Magma sehr arm an Phosphor gewesen sein, deshalb konnte auch kein P in das Erz hineingehen.

Die Frage ist nun, in welcher Form die Erze primär vorgelegen haben, da ja die jetzt vorhandene Paragenese nur bei magmatischen Temperaturen stabil ist. Sowohl RAMDOHR (1956) als SCHNEIDERHÖHN (1958) nennen niedriger temperierte Fe-Ti-Mineralkombinationen. SCHNEIDERHÖHN nennt autohydratische Umsetzungen von Ilmenit in Rutil und Hämatit. RAMDOHR erwähnt die hydrothermalen «alpinen Klüfte», die Hämatit und Ilmenit enthalten. Man könnte sich also denken, dass die Erze etwa auf ähnliche Weise wie die vom Lahn-Dill-Typ als Hämatit mit Rutil oder Ilmenit oder nicht entmischtem Ti ausgefällt wurden. Mehr als diese Andeutung kann nicht gegeben werden, da es vergleichbare unmetamorphe Vorkommen offenbar nicht gibt.

Sammendrag.

Forekomstene ligger i Vest-Norge i det såkalte Romsdals grunnfjell. Av HERNES er det her skilt ut tre avdelinger:

Tingvollgruppen - Raudsandgruppen - Freigruppen

I forbindelse med den kaledonske orogenese er bergartene foldet sammen til den E-W-gående Molde–Tingvoll-synklinal, med Tingvollgruppens bergarter i kjernen og Raudsandgruppens gneiser på begge sider. Raudsandgruppens mektighet øker fra ca. 400 m på N-siden til 2000–2500 m på S-siden av synklinalen.

Bortsett fra to små anrikninger på N-siden opptrer samtlige herværende forekomster på S-siden av Molde–Tingvoll-synklinalen. Mal-

mene ligger bestandig konkordant i amfibolittlinser og -plater som selv befinner seg konkordant i de omgivende gneiser. Amfibolittens kjemiske sammensetning er meget lik den av Sunnmøres doleritter. I nærheten av malmforekomstene opptrer gjerne en karakteristisk rød gneis.

Malmen danner linser og plater med en utpreget båndingsom minner sterkt om lagdeling. Malmkroppene opptrer i randpartiene av amfibolittene, særlig der hvor amfibolittene sender kileformete utløpere inn i gneisen. Malmen er foldet sammen med de andre bergartene. Aksen av denne foldning forløper subparallel Molde–Tingvoll-synklinalen.

I Rødsand Grubers grubefelt drives bergverksdrift på malmene i 4 forskjellige amfibolittlinser som fra N til S blir kalt

Bergmester - Rognlibekken - Z - Hovedmalm

F. t. produseres 130 000 t slig med 63 % Fe og 2,2 % TiO_2 pr. år ut av 430 000 t råmalm.

Malmmineralene er magnetitt, ilmenitt, svovelkis, magnetkis, kobberkis. Magnetitten er meget ren, det er blitt fremstilt en superslig som inneholdt (mol %):

Fe_3O_4 98,0 V_2O_3 0,8 $FeTiO_3$ 0,6 FeS_2 0,3 SiO_2 0,4

Det reneste fremstilte ilmenittkonsentrat hadde følgende norm-sammensetning (mol %):

$FeTiO_3$ 73,9 $MgTiO_3$ 4,8 $MnTiO_3$ 2,3 TiO_2 0,8 Fe_2O_3 17,7 V_2O_3 0,5

Endelig ble det laget et kiskonsentrat med den følgende normative sammensetning (mol %):

FeS_2 92,96 FeS 2,5 $CuFeS_2$ 2,69 Co_3S_4 1,00 $(Fe,Ni)_9S_8$ 0,85

De øvrige forekomster i distriktet er mer eller mindre godt undersøkt, men ikke i drift. TiO_2:Fe-forholdet i de her funne malmene er temmelig likt og skiller seg tydelig ut fra andre Fe-Ti-forekomster i Møre og Romsdal.

Det mineralogisk-petrografiske bilde man ser idag skyldes metamorfosering. Derfor er det vanskelig å si noe sikkert om dannelsen av malmene. Raudsand- og Freigruppens gneiser opptrer som stratigrafiske horisonter og dette tyder på at disse opprinnelig har vært overflatebergarter (sure lavaer eller tuffer). Da amfibolitten og således også malmen opptrer konkordant i gneisene, skulle man kunne regne med at også disse er dannet ved overflaten, amfibolitten som basisk lava. For Fe-Ti-malmen skulle man da kunne regne med muligheten av en submarin-ekshalativ dannelse. Til fordel for dette taler: Det er likheter med norske kisforekomster i den makroskopiske oppbygning. Videre mente J. H. L. Vogt allerede at elementselskapet Si, Ti, Cl, P, Fe, Mg, Ca, Na osv. i apatitt-

gangene står i samme kjemiske forhold til gabbro som tinnstengangene til granitt, d. v. s. at Fe og Ti også kan anrikes i en pneumatolytisk fase. Ved den her foreslåtte muligheten skulle disse oppløsningene ha kommet til overflaten.

Abstract.

A number of magnetite-ilmenite deposits near Raudsand in western Norway are described. The orebodies lie in lenses and plates of amphibolite. These amphibolites are conformable within the surrounding late precambrian or eocambrian gneisses.

The ore appears as lenses and plates with a marked banding which strongly reminds one of sedimentary layering. The ore is to be found in the marginal parts of the amphibolites, especially in wedges entering the surrounding gneisses. The ore bodies are folded during the caledonian orogeny together with the other rocks. The fold axis is roughly parallel to the Molde–Tingvoll syncline which is the main structural element in the region.

The Rødsand mine is producing 430 000 t crude ore per year from four different amphibolite lenses. The ore minerals are magnetite, ilmenite and little pyrite, pyrrhotite and chalcopyrite. The magnetite is very pure. The ilmenite contains 17,7 % hematite, mostly as very fine inclusions. None of the other deposits near Raudsand are productive. The TiO_2:Fe relation is very similar for all these ores, but very different from those of other deposits in western Norway.

The mineralogical-petrographical picture is due to metamorphism and the author believes that the macroscopic features can give the best information on the genesis of the ore. The gneisses appear as stratigraphic units over a strike length of about 100 km and are therefore certainly formed at the surface. As the ore and amphibolite are conformable with the gneisses, the same probably applies for them and the author thinks of a submarine- exhalative formation of the ore. J. H. L. VOGT was of the opinion that the elements found here can be enriched in the pneumatolytic phase of a basic magma. Such solutions would in our case have reached the surface.

Literatur-Verzeichnis.

Barth, T. F. W.: Progressive metamorphism of sparagmite rocks of southern Norway. Norsk geol. tidsskr. 18, S. 54–65. Oslo 1938.

Buddington, A. F., Fahey, J. & Vlisidis, A.: Thermometric and petrogenetic significanc of titaniferous magnetite. – Am. J. of Science 253, S. 497–532. New Haven 1955.

Carstens, C. W.: Om titanholdige jernmalmer. Norsk geol. tidsskr. 19, S. 348–352. Oslo 1940.

Carstens, C. W.: Magnetit-ilmenitmalmer, analysert av Christiania Spigerverk med kortfattede beskrivelser. – Trondheim, April 1941. Unveröffentlicht.

Carstens, C. W.: Rapport over de forskjellige mineralers V-gehalt i Rødsandmalmen. Trondheim 11.1.1945. Unveröffentlicht.

Carstens, C. W.: Rapport over sammensetninger av norske ilmeniter. – Trondheim 25.4.45. Unveröffentlicht.

Carstens, C. W.: Forelesninger i malmgeologi ved Oslo universitet vinteren 1947–1948. (Hektographiert).

Carstens, H.: Investigations of titaniferous iron ore deposits. Part I. Gabbros and associated titaniferous iron ore in the west-Norwegian gneisses. – Det kgl. norske Vidensk. Selsk. Skr. 1957, nr. 3. Trondheim 1957.

Foslie, S.: Norges gruber og malmforekomster. I Syd-Norge. – Norges geol. unders. 126. Oslo 1925.

Foslie, S.: Geologisk rapport over A/S Rødsand Gruber jernmalmfelter. – Oslo, Dez. 1935. Unveröffentlicht.

Geis, H.-P.: Die Genese der norwegischen Kieslagerstätten. – Erzmetall 11, S. 541–543. Stuttgart 1958.

Geis, H.-P.: Frühorogene Sulfidlagerstätten. – Geol. Rdsch. 50, S. 46–52. Stuttgart 1960.

Geis, H.-P.: Strukturelle iakttagelser ved noen norske kisforekomster. – Norsk geol. tidsskr. 41, S. 173–196. Bergen 1961.

Geis, H.-P.: Zur Spilitbildung. – Geol. Rdsch. 51, S. 375–384. Stuttgart 1962.

Gjelsvik, T.: Det nordvestlige gneis-område i det sydlige Norge, aldersforhold og tektonisk-stratigrafisk stilling. – Norges geol. unders. 184, S. 71–94. Oslo 1953.

Gjelsvik, T.: Metamorphosed dolerites in the gneiss area of Sunnmøre on the west coast of southern Norway. – Norsk geol. tidsskr. 30, S. 33–134, Oslo 1952.

Gjelsvik, T.: Mineralkjemiske undersøkelser av titanjernmalmer fra Sunnmøre. – Tidsskr. f. Kjemi, Bergvesen & Metall. 5, S. 82–83. Oslo 1956.

Gjelsvik, T.: Geochemical and mineralogical investigations of titaniferous iron ores, west coast of Norway. – Econ. Geol. 52, S. 482–498. Lancaster 1957.

Heltzen, A. M.: Resultater av mikroskopiske undersøkelser av de ulike malmene på Rausand. – 5.11.49. Unveröffentlicht.

Hernes, I.: Trondhjemsskifrene ved Molde. – Norsk geol. tidsskr., 34, S. 123–137. Bergen 1955.

Hernes, I.: Geologisk oversikt over Molde–Kristiansundsområdet. – Det kgl. norske Vidensk. Selsk. Skr. 1955, nr. 5. Trondheim 1956 (1956 a).

Hernes, I.: Surnadalssynklinalen. – Norsk geol. tidsskr. 36, S. 25–39. Bergen 1956 (1956b).

Hernes, I.: Kaledonsk tektonikk i Midt-Norge. – Norsk geol. tidsskr. 36, S. 157–166. Bergen 1956 (1956 c).

Hernes, I.: Geologisk oversikt over Tingvollområdet. – Im Druck (1964 a).

Hernes, I.: Anzeichen einer frühkaledonischen Metamorphose. Eine Deutung radioaktiver Altersbestimmungen. – Im Druck (1964 b).

Holmsen, P.: Trekk av Opdalsfeltets geologi. – Norsk geol. Tidsskr. 35, S. 135–150. Bergen 1950.

Holtedahl, H.: Geological and petrographical investigations in the north-western part of the Opdal quadrangle, south-western Norway. – Univ. i Bergen, Årbok 1949, nat.vid. rekke nr. 7. Bergen 1950.

Holtedahl, O.: Geological observations in the Opdal–Sunndal–Trollheimen district. – Norsk geol. tidsskr. 18, S. 29–53. Oslo 1938.

Holtedahl, O.: Norges geologi. – Norges geol. unders. 164. Oslo 1953.

Ingvaldsen, K.: Ilmenit-magnetit, opredning. – Diplomarbeit. Trondheim 6.5.38. Unveröffentlicht.

Iversen, A.: Mikroskopisk undersøkelse av 3 malmprøver fra Rausand gr. mrk. D, O og Z. Trondheim 12.4.49. Unveröffentlicht.

Neumann, H.: Apparent ages of Norwegian minerals and rocks. – Norsk geol. tidsskr. 40, S. 173–191. Bergen 1960.

Oftedahl, C.: Oversikt over Grongfeltets skjerp og malmforekomster. – Norges geol. unders. 202. Oslo 1958 (1958 a).

Oftedahl, C.: A theory of exhalative-sedimentary ores. – Geol. Fören. Förh. 80, S. 1–19. Stockholm 1958. (1958 b).

Paarma, H.: The ilmenite-magnetite ore deposit of Otanmäki. – Geoteknillisiä Julkaisuja 55, S. 36–42. Helsinki 1954.

Pääkkönen, V.: Otanmäki, the ilmenite-magnetite ore field in Finland. – Bull. Comm. Geol. Finl. 171. Helsinki 1956.

Pettijohn, F. J.: Sedimentary rocks. 2nd ed. – New York 1957.

Ramdohr, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin 1955.

Ramdohr, P.: Die Beziehungen von Fe-Ti-Erzen aus magmatischen Gesteinen. – Bull. Comm. Geol. Finl. 173. Helsinki 1956.

Rosenqvist, I. T.: The Lønset anticline in the Opdal area. – Norsk geol. tidsskr. 21, S. 25–48. Oslo 1941.

Rosenqvist, I. T.: Metamorphism and metasomatism in the Opdal area (Sør-Trøndelag, Norway). – Norsk geol. tidsskr. 22, S. 106–202. Oslo 1944.

Schneiderhöhn, H.: Die Erzlagerstätten der Erde. I. Die Erzlagerstätten der Frühkristallisation. Stuttgart 1958.

Strand, T.: On the gneisses from a part of the north-western gneiss area of southern Norway. – Norges geol. unders. 173. Oslo 1949.

Strand, T.: The relation between the basal gneiss and the overlying metasediments in the Surnadal district (Caledonides of Southern Norway). – Norges geol. unders. 184, S. 100–123. Oslo 1953.

Turner, F. J. & Verhoogen, J.: Igneous and metamorphic petrology. – New York 1960.

Vaasjoki, O. & Heikkinen, A.: On the significance of some textural and compositional properties of the magnetites of titaniferous iron ores. – Bull. Comm. Geol. Finl. 204, S. 141–158. Helsinki 1962.

Vogt, J. H. L.: Über die Rödsand–Titaneisenerzlagerstätten in Norwegen. – Z. pr. Geol. 18, S. 59–67. Berlin 1910.

Vogt, J. H. L.: Magmas and igneous ore deposits. – Econ. Geol. 21, S. 207–233, 309–332, 469–497. Lancaster 1926.

Vokes, F. M.: Mineral parageneses of the massive sulphide ore bodies of the Caledonides of Norway. – Econ. Geol. 57, S. 890–903. Lancaster 1962.

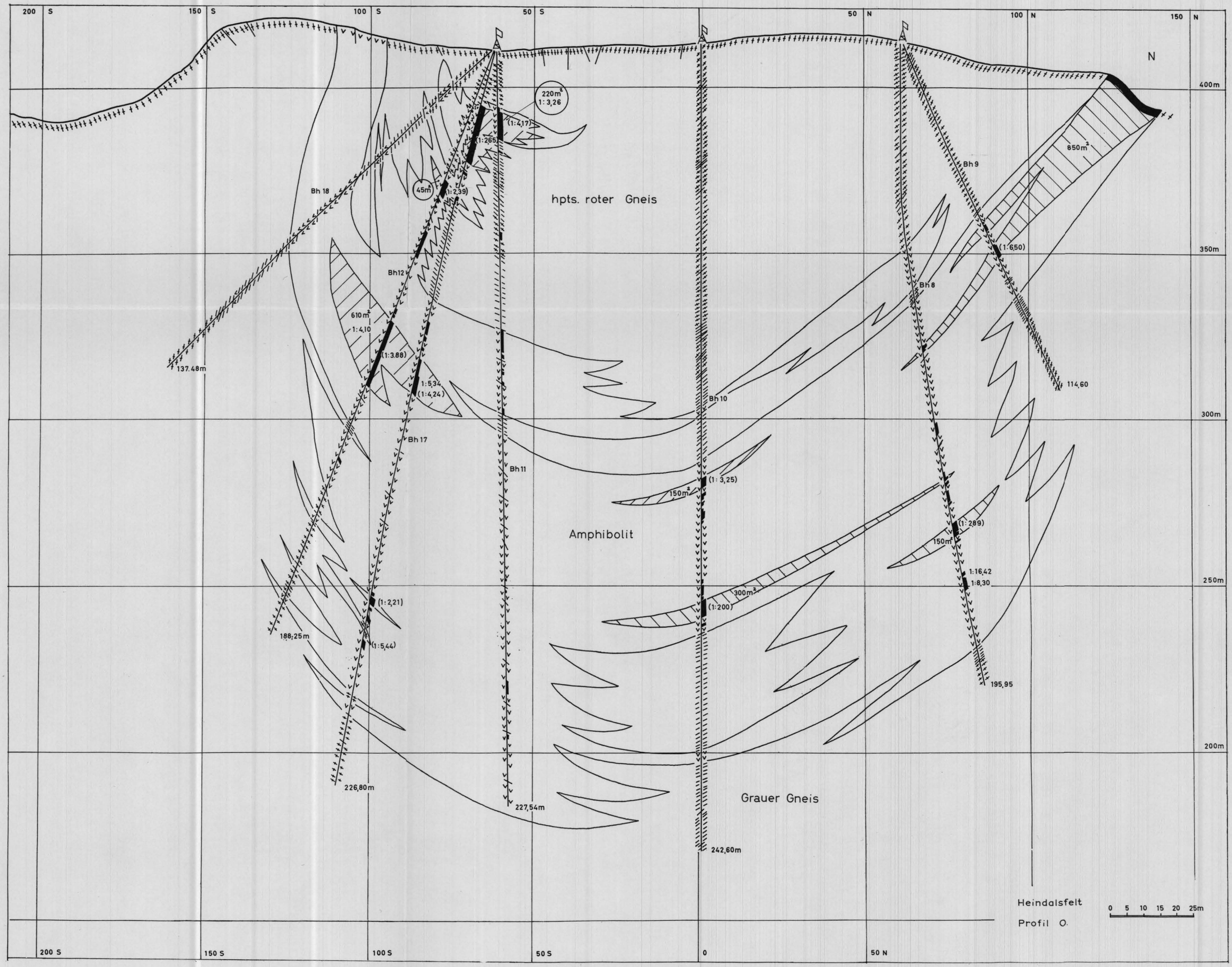


Fig. 10. Profil durch die Vererzung von Heindalen. Profil O. Zeichenerklärung s. Fig. 9

Profil gjennom malmsonen i Heindalen. Profil O. Tegnforklaring se fig. 9.

Rørbrønnfiltere.

Meddelelser fra Vannboringsarkivet nr. 13.

Av
FREDRIK HAGEMANN OG TIDEMANN KLEMETSRUD

Våre grus- og sandavsetninger byr i mange tilfelle på gode muligheter for uttak av grunnvann i store mengder, og det er i de senere år utført en rekke meget vellykkete rørbrønnanlegg rundt om i landet (se Skjeseth 1959 og Skjeseth og Klemetsrud 1962). For å få utnyttet de vannførende lagene best mulig er det av avgjørende betydning at en i forbindelse med rørbrønnene nytter den riktige type og dimensjon på brønnfilterne. Det har imidlertid vist seg at det hersker stor uvitenhet om både *hvorfor* en i det hele tatt må nytte filter og om *hvorledes* en skal velge den riktige filtertype og bestemme den riktige dimensjon på filteret. Vi skal derfor i det følgende gi en liten oversikt over de viktigste prinsippene for brønnfiltere, og i tilknytning til noen eksempler fra vannverk som er anlagt her i landet, vil vi også vise betydningen av riktig filtervalg.

Ved å nytte filter hindrer en gjennomgang av faste partikler, samtidig som en oppnår størst mulig inntaksflate. Fig. 1 viser forskjellen på arealet mellom den inntaksflate en får ved bare å sette et rør ned i de vannførende lagene og den flate en oppnår ved å anvende filter. En ser at med filter får en en inntaksflate som er mange ganger større enn den en har uten. Foruten å oppnå en langt større flate, vil en også ved hjelp av et riktig valgt filter kunne ha muligheten for å forandre oppbygningen av løsmassene i nærheten av brønnen, slik at en kan ta ut større vannmengder.

Det er løsavleiringenes sammensetning og karakter som i hvert enkelt tilfelle avgjør om det er mulig å få vann, og hvorledes rørbrønnen skal utføres. Før en går til anlegg av en rørbrønn, må en derfor ha kjennskap

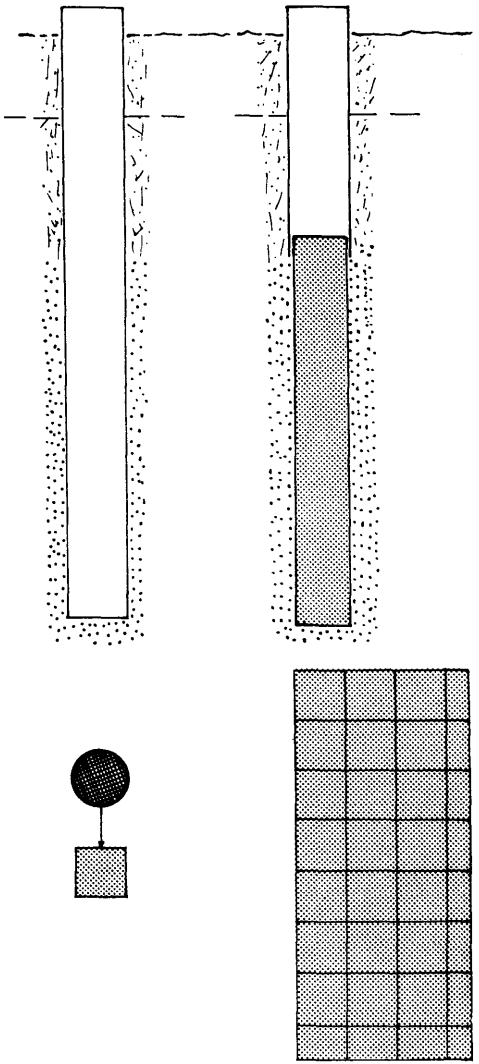


Fig. 1. Forskjellen på arealet mellom den inntaksflate en får ved bare å sette et rør ned i de vannførende lagene (til venstre) og den flate en oppnår ved å anvende filter (til høyre).

til hvorledes løsmassene på stedet er bygget opp. Det vil i de aller fleste tilfelle si at en bør foreta en grunnundersøkelse før en går til anlegg av selve brønnen. Ved grunnboringer vil en få prøver fra forskjellige dyp. Selv om en har foretatt grunnundersøkelser på forhånd, må en også under selve drivningen av brønnen påse at det blir tatt prøver for hver 1/2 m i de lagene hvor det kan være aktuelt å ta ut vann. En må være meget omhyggelig med prøvetakingen og passe på at prøvene ikke blir for nedknuste på grunn av mye støting med meiselen. Prøvene må heller ikke bli for meget utvasket. Hvis prøvene blir tatt opp ved hjelp av slamkanne, vil vanligvis vannet som inneholder de fineste partiklene bli heldt ut, og det som ligger igjen i slamkannen er først og fremst de grovere partiklene. For å få representative prøver må en derfor la innholdet i slamkannen få anledning til å bunnfelles.

De prøvene en får ved grunnboring eller rørdrivning blir tørket og siktet gjennom sikt med forskjellig maskestørrelse. Det som ligger igjen på hvert sikt blir veiet og prosentvis beregnet, og resultatene av siktingen blir tegnet inn på et kornfordelingsskjema. Ut fra den kornfor-

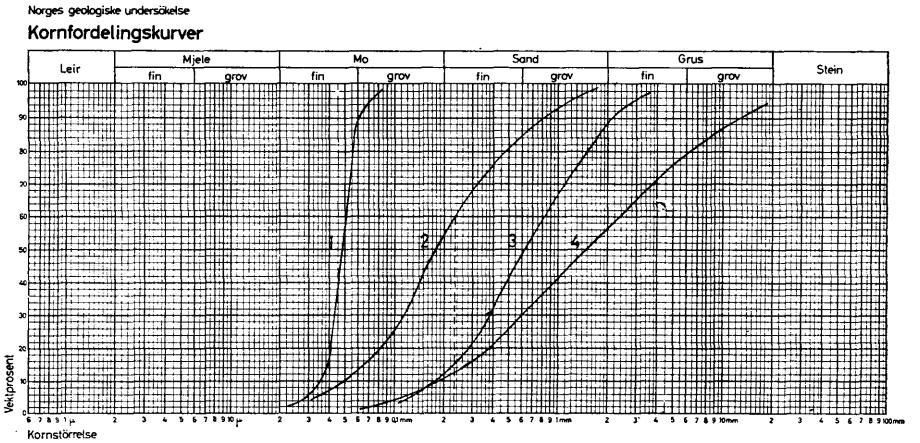


Fig. 2. Kornfordelingskurver.

delingskurve en på denne måten får, kan en lett se hvilke kornstørrelser den undersøkte avsetningen er bygget opp av.

Fig. 2 viser en rekke forskjellige kornfordelingskurver. Kornfordelingsskjemaet viser inndelingen og betegnelsene på de forskjellige jordartene. Den nedre linjen på kornfordelingsskjemaet viser kornstørrelsen, mens den loddrette linjen betegner hvor stor prosent av den totale prøven som er blitt liggende igjen på de forskjellige siktene. Siktekurvene gir altså et grafisk billede av løsmassenes karakter i de dypene hvor en har tatt prøver.

Filtertyper.

Det finnes en rekke forskjellige filtertyper på markedet. Her i landet anvendes hovedsakelig følgende tre typer:

1. slissefilter
2. dukfilter
3. gruskastningsfilter.

Grunnprinsippet er det samme for alle tre typer, og de er alle basert på slissefilteret.

Et slissefilter er et rør som har en rekke slisser eller spalter av en bestemt størrelse (Fig. 3). Spaltenes størrelse kan variere fra filter til filter, og formen kan være rund, firkantet eller oval. Filteret er som regel laget av galvanisert eller gummibelagt stål. Ved særlig surt eller aggresivt vann nyttes også ofte filtere av kunststoffer. Disse filterne er imidlertid

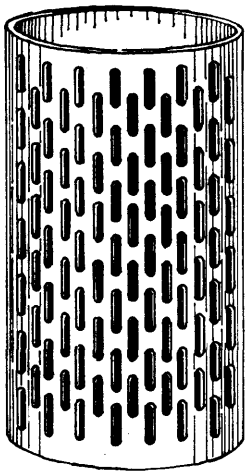


Fig. 3. Slissefilter.

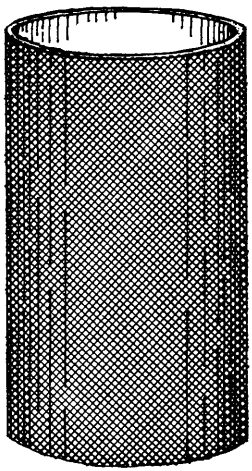


Fig. 5. Dukfilter.

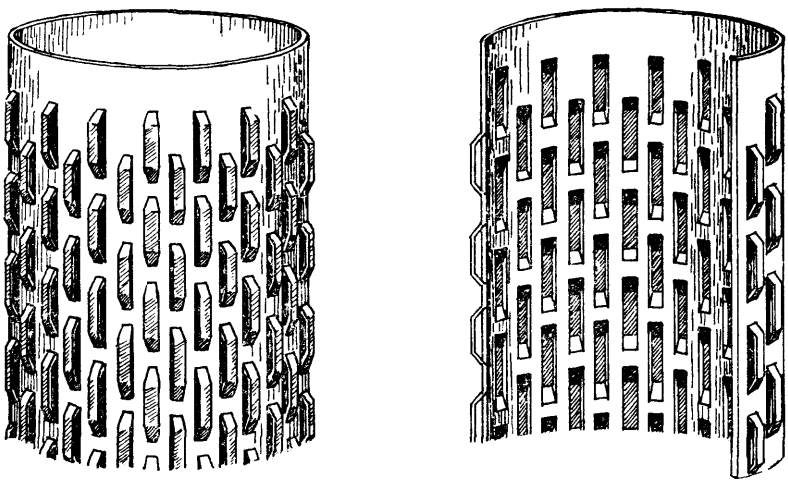


Fig. 4. Brückenfilter.

av betydelig svakere konstruksjon enn stålfilterne. En spesiell type av slissefilterne er Brücken eller brofilteret. (Fig. 4). Her er selve godset i filterveggen presset ut, slik at det dannes små broer. Hensikten med dette er å øke antallet slisseåpninger, slik at inntaksarealet blir større.

Dukfilterne eller tressefilterne er slissefiltere som er trukket med metallduk. (Fig. 5). Duken er som oftest finmasket messing. Svakheten

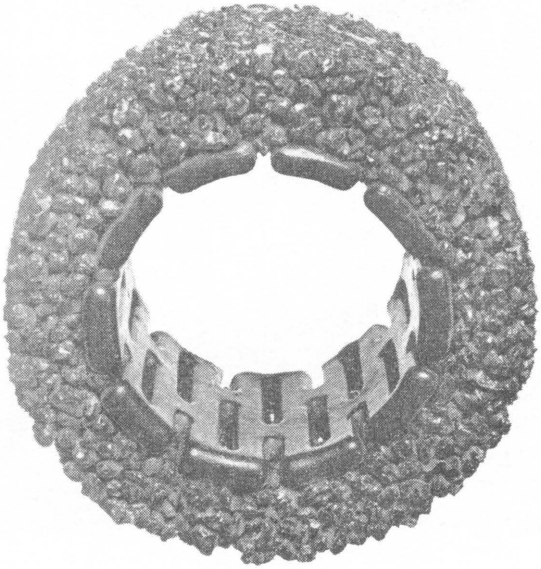


Fig. 6. Gruskastningsfilter.

ved disse filterne er at duken er så skjør at den lett blir skadet under nedsetningen. En kan imidlertid gjøre disse filterne adskillig mer motstandsdyktige ved å nytte kobberduk istedenfor messingduk. Sandspissen er en dukfiltertype som er meget anvendt til mindre vannverk her i landet.

Gruskastningsfilterne er slissefiltere hvor det er påstøpt en kappe av sand eller grus. (Fig. 6). Tykkelsen av gruskastningen er vanligvis ca. 1″ eller 2,5 cm.

Bestemmelse av filteråpninger.

Det er løsmassenes sammensetning som avgjør hvor store filteråpninger en kan nytte. Erfaringsmessig har det vist seg at en får de beste resultatene hvis en velger en kornstørrelse mellom 60–70 % på kornfordelingskurven og tre- til firedobler dette tallet. La oss f. eks. se på Fig. 2, kurve nr. 2. Ved 60 % gjennomfall er kornstørrelsen her ca. 0.23 mm. Åpningene i filteret bør da ligge på ca. 0.23×4 mm $= 0.92$ mm. Det kan kanskje se merkelig ut at en velger en såvidt stor filteråpning. Hensikten er imidlertid å få fjernet mest mulig av de finere partiklene som ellers vil legge seg på eller i filterveggen og hindre gjennomstrømning.

På denne måten økes filterflaten fordi vannet kan bevege seg raskere, da motstanden inn mot filteret avtar.

Når vi starter pumpingen får vi en vannstrøm mot brønnen. Hvis filteret er satt ned uten å forstyrre de opprinnelige massene, er inntaksarealet lik overflaten av de samlede åpningene i filteret. Hvis filteret har en oppbygning tilsvarende løsmassene, vil tilstrømningshastigheten være lik permeabiliteten eller gjennomstrømligheten i grunnen. Vannmengden en tar ut er produktet av filterflaten multiplisert med hastigheten. Jo større disse 2 faktorene er, dessto større blir vannføringen. Da det filteret en setter ned har en begrenset flate, må en søke å øke inntaksarealet etter at filteret er satt på plass. Filteret bør derfor dimensjoneres med så store åpninger at endel av den finere massen kan fjernes. Nærmest filterveggen vil alle korn mindre enn åpningene i filteret gå gjennom og pumpes vekk. Går en fra filterveggen og videre utover, vil kornene avta i størrelse helt til vi kommer til den primære lagring. Størrelsen på denne avstanden er avhengig av løsmassenes sammetsetning. Fordi åpningen mellom de enkelte korn er blitt større, øker vannets hastighet etterhvert som en nærmer seg filteret. Tenker vi oss en sirkel i en bestemt avstand omkring filteret, passerer vannstrømmen denne med en bestemt hastighet. Tenker vi oss så videre sirkelen utstyrt med vegger, vil overflaten av denne sylinderen bli meget stor. Produktet av hastighet og flate gir vannmengden. Skal vi oppnå samme vannmengde i selve hovedfilteret, må hastigheten fra den tenkte sylinderflate mot filterveggen øke, da flaten avtar i samme grad som forholdet mellom radiene. Derfor må motstanden inn mot filterveggen avta. Det er nettopp dette en prøver å oppnå ved dimensjonering av filteret. Når avstanden fra brønnen er så stor at den primære lagring ikke er forstyrret, vil en i dette punkt ha en hastighet av vannet som tilsvarer permeabiliteten i massen. Denne avstand kalles brønnens virkningsradius for en bestemt vannføring.

Valg av filtertype.

Det er vanskelig å gi noen bestemt regel for valg av filtertype, men på grunnlag av de erfaringene en hittil har oppnådd, skal vi nedenfor i forbindelse med noen eksempler komme inn på enkelte generelle ting.

I avsetninger hvor hovedmengden av materialet domineres av en bestemt kornstørrelse, er det vanskelig å utvikle filterområdet i så stor grad som der hvor en har mer blandet sortering.

Vi kan anskueliggjøre dette ved å tenke oss en løsavleiring som bare

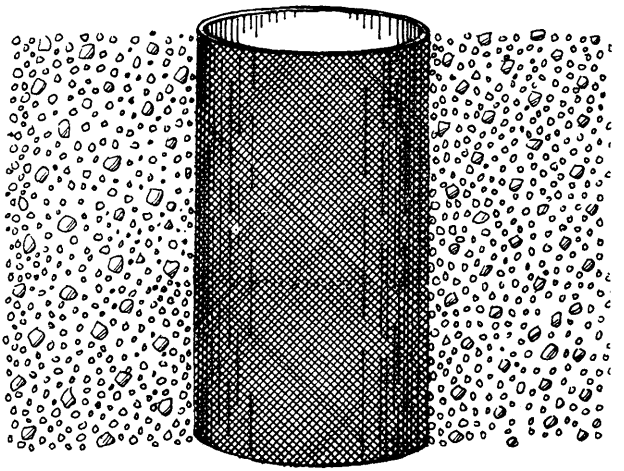


Fig. 7. Dukfilteret gir stor sammenhengende inntaksflate.

består av en bestemt kornstørrelse. Velger vi åpninger i filteret større enn denne kornstørrelse, vil løsmassene passere filterveggen uten at det dannes noen form for utvikling av filterflaten. Tilførselen av korn vil aldri stoppe, og vannet blir ikke rent. I slike tilfelle har det vist seg at duk- eller tressefilterne gir de beste resultatene, særlig der hvor den bestemmende kornstørrelse er av liten dimensjon. Fordelen ved dukfiltere under disse omstendigheter er at en har en tynn filtervegg med en bestemt maskestørrelse. Overflaten er samtidig stor på grunn av sammenhengende dukflate. (Fig. 7).

Valg av gruskastningsfiltere under slike forhold som er beskrevet ovenfor, har i mange tilfelle vist dårlige resultater. Dette skyldes oppbygningen av den påstøpte gruskappe. Poreåpningene i et slikt filter vil variere sterkt på grunn av formen på de enkelte korn. Da veggen har en tykkelse på ca. 2,5 cm er det naturlig at motstanden vil bli stor. De enkelte sammenstøpte korn har ingen mulighet til forskyvning og kan derfor dårlig tilpasses i utviklingen av en større filteroverflate. (Fig. 8).

Enkelte korn vil passere filterveggen. Hovedmengden av kornene vil imidlertid trenge et stykke inn i filterveggen uten å komme igjennom. De vil kile seg fast. Det tilføres stadig flere korn som kiler seg fast mellom disse igjen. Tilslutt er filterveggen tett. Vi har bl. a. et eksempel på dette i en brønn i Sørkedalen. Materialet er her finsand og mojordarter. I denne massen ble det satt ned et gruskastningsfilter. Ved pumping fikk

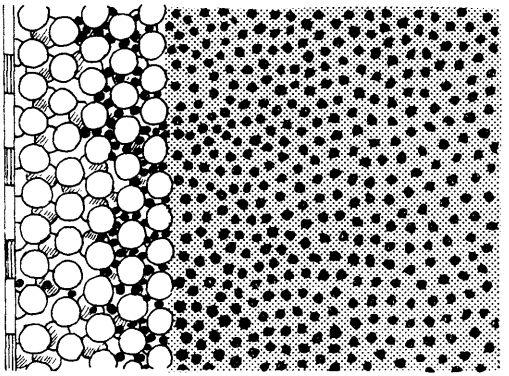


Fig. 8. I et gruskastningsfilter har de enkelte korn i filteret ikke muligheter for å forskyve seg, og filteret egner seg derfor dårlig for utvikling av en større filteroverflate.

en i begynnelsen noe vann, men etter en stund stoppet vanntilførselen helt. Vannet inneholdt svært lite finstoff. Filteret ble satt under vanntrykk ovenfra for å åpne porene, og det samme gjentok seg. Noe vann i begynnelsen, som etter en stund ble borte igjen. Grusfilteret ble da tatt opp og byttet med et dukfilter. Det var nå mulig kontinuerlig å pumpe 6000 l/time. Grusfilteret som ble tatt opp, viste seg å være helt tett. At kornene låser seg i filterveggen, nedsetter effekten betraktelig og kan som i tilfellet ovenfor, tette filteret helt.

Ved en rekke anlegg har grusfilterne gitt meget gode resultater. Dette gjelder særlig de store anleggene på Elverum og Rena. Forholdene har her imidlertid vært svært gunstige. Rørbrønnene er plassert i gamle igjenfylte smeltevannsløp som inneholder lite finstoff.

I avsetninger hvor kornstørrelsen varierer, er slissefilterne å foretrekke, fordi en ved disse filtertyper har muligheter for å forandre området omkring brønnen, slik at filterarealet blir større. (Fig. 9).

I Vågåmo har vi et eksempel på hvor viktig det er å velge riktige spalteåpninger. Tidligere nyttet en her elvevann til vannforsyningen, men på grunn av temperatursvingninger og høyt slaminnhold i flom- og nedbørsperioder måtte en finne en annen vannkilde. Løsavleiringene i dette området inneholder meget grovt materiale og byr på gode muligheter for uttak av grunnvann. For å få en billig løsning bestemte en seg for forsøksvis å basere det nye vannverket på 3 stk. 2″ sandspisser. På grunn av den grove massen ble duken tatt av, slik at bare slissene i røret ble benyttet. På sandspissene er som regel slisseåpningene 4.5×25 mm.

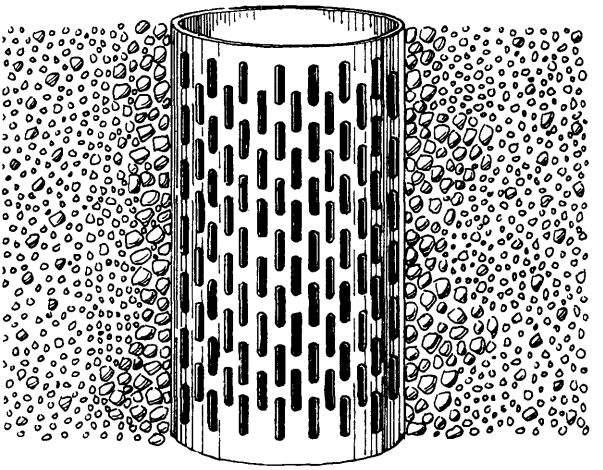


Fig. 9. I et slissefilter har en gode muligheter for å utvikle et naturlig filter utenfor det nedsatte filteret.

Disse åpningene var i største laget, men etter lang tids prøvepumping oppnådde en rent vann samtidig som vannmengden øket fra ca. 200 l/min. til ca. 600 l/min. De 3 brønnene ble plassert i en avstand av 7 m mellom hver. Da anlegget var ferdig og brønnene koblet inn, viste det seg at sandfilterne i pumpene ble fylt ganske fort med sand. Årsaken var at det ble nyttet sugepumper. Hver gang pumpene startet, fyltes sandfilterne. Suget fra pumpene gjør at sand og gruskorn bindes fast til filterveggen. Når pumpene stanser, slår tilbakeslagsventilene inn. Dette forårsaker et sjokk som forplanter seg tilbake til filterne. Dette fører igjen til at kornene løsner på filterveggen og forstyrrer lagringen. Når pumpene igjen settes igang, vil det komme inn endel korn før lagringen binder seg igjen. Har en da for store spalteåpninger, er det meget vanskelig å stabilisere grusmassene omkring brønnen.

I Vågåmo måtte filteret av denne grunn skiftes. Under opptagningen av filterne prøvde en minst mulig å forstyrre det opparbeidede filterområdet. Dette gikk fint med den første brønnen. Inn i sandspissen ble det presset et plastikk slissefilter med 0.5×30 mm spalter. Så ble det hele plassert i samme hull som før. Ved pumping beholdt man samme vannmengde som før, og det kom ikke noe sand ved utslag av tilbakeslagsventilen. Meningen var å bruke samme metode for de andre brønnene. På grunn av for store forstyrrelser i massene under opptagningen og nedsettingen førte imidlertid ikke dette frem. Ved pumping ga ikke

brønnene mer enn ca. 100 l/min. Det var ingen sandføring. Slissene var for små, samtidig som det opparbeidede filterområdet var blitt helt forandret. En skiftet til filtere med åpning 1.5 × 50 mm. Forsøkene viste at også disse slissene var for smale. Vannmengden øket riktignok endel, men fremdeles var det altfor liten sandføring. På ny ble filterne skiftet. Nå til 2 × 50 mm slisseåpninger. Etter gjentatte operasjoner gikk vannføringen opp i 600 l/min. og ved stopp og igangsetting av pumpen ble det nå ingen masseansamling i sandfilteret når tilbakeslagsventilen slo ut. I dette tilfellet viste det seg at vannmengden øket når bredden av slissene gikk opp til 2 mm. Det var altså her en kornstørrelse mellom 1.5 og 2 mm som måtte fjernes før en kunne få maksimal vannføring.

Dette eksemplet er tatt med for å vise at valget av spalteåpninger er meget viktig og av avgjørende betydning for effekten av hver enkelt brønn.

Størrelsen av filterets overflate.

Filterets overflate er avhengig av gjennomtrengeligheten og tykkelsen av de vannførende lag og den vannmengde en ønsker å ta ut. Disse forhold kan bestemmes enten ved forutgående grunnundersøkelse eller ved direkte drivning av rørbrønnen. Ved direkte drivning av jorddrivningsrør binder en seg til en bestemt diameter, slik at det bare er lengden av filterne som kan varieres. Beregningen av filterets overflate kan enten skje ved pumpeforsøk, som er den sikreste måte, eller ut fra kornfordelingskurver. Når overflaten skal bestemmes på grunnlag av siktekurver, må kurven være konstruert på basis av prøver som en vet er tatt nøyaktig. Fra siktekurven kan størrelsen beregnes etter følgende:

$$d = \frac{Q}{v \cdot h}$$

Q = m^3 vann pr. sek. som ønskes
v = hastigheten imot filteret i m/sek.
h = filterets lengde i m
d = filterets diameter i m.
Hastigheten v taes ut av sikteskjema.

Erfaringsmessig har en kommet frem til at hastigheten kan settes slik:

0.002	m/sek.	når 40 %	av kornstørrelsen er mindre enn	1 mm.
0.001	m/sek.	» 40 %	—»—	0.5 mm.
0.0005	m/sek.	» 40 %	—»—	0.25 mm.

Tabell for filterstørrelse.

Kornstørrelse	v	Filterdiam.
40 % 1 mm	0.002 m/sek.	$d=\frac{Q}{0.006 \cdot h}$
40 % 0.5 mm	0.001 m/sek.	$d=\frac{Q}{0.003 \cdot h}$
40 % 0.25 mm	0.0005 m/sek.	$d=\frac{Q}{0.0015 \cdot h}$

Ved beregning på dette grunnlag må en være oppmerksom på at det her er regnet en høy sikkerhetskoeffisient.

Høyden av filterne bør være lengst mulig, og under alle omstendigheter dekke de gunstigste vannførende skiktene. Erfaringene viser at jo lengere filter, dessto lengere levetid får brønnen.

Summary.

Well screens.

The principles and the different types of well screens are explained. Several examples from Norwegian water works are given.

Litteratur.

Skjeseth, Steinar. 1959. Rørbrønner på Rena og Elverum. Meddelelser fra Vannboringsarkivet nr. 8. N.G.U. nr. 205, p. 160–173.

Skjeseth, Steinar og *Klemetsrud, Tidemann.* 1962. Rørbrønner. Meddelelser fra Vannboringsarkivet nr. 12. N.G.U. nr. 215, p. 87–101.

On "The nature of the basement contact".

Critical comments on Chr. Oftedahl's paper in Norges geologiske undersøkelse. Nr. 227, 1964.

By
PER HOLMSEN

The theory put forward in a recent paper by Chr. Oftedahl (1964) is controversial to the results of the extensive field studies done by several geologists. A few critical comments should be necessary in order to avoid a profound misunderstanding of the nature of the problems presented.

Incidentally, the paper by Chr. Oftedahl concerns the contact, or the absence of a contact, between the high-grade metamorphic sediments of "Infra-Cambrian" or Cambro-Silurian age and the "basal gneisses", including also a discussion of the origin of the gneisses below this contact.

In his abstract Oftedahl mentions the structural conformity between the Eocambrian flagstones (or Cambrian schists) and the gneisses below. He states that "the contact is always concordant" and that this "fact . . . . . has been explained (by earlier geologists) as due to Caledonian tectonization". Against the earlier view Oftedahl concludes that the Precambrian rocks (i. e. below the flagstones) "were essentially flat-lying at the begin of Cambrian time". In other words, he regards the conformity as primary, and he even thinks this hypothesis to be valid for the grater part of the central Caledonides in southern Norway.

Apart from the fact that the contact is *not* concordant everywhere, Oftedahl disregards the possibility that the conformity may be secondary, due to high-grade metamorphism. He does not seem to be well acquainted with the actual relations over large and important parts of the central Caledonides, namely in the Oppdal–Surnadal district, though many of his references concern this district.[1]

[1] See note on the next page.

The structural conformity (in general) between the basal gneisses and the overlying flagstones (or micaschists etc) constitutes a major problem to the geologists who are investigating the tectonic structures and geological history of the metamorphic and metasomatic rocks of the Oppdal–Surnadal district, and also more southerly areas. In 1944 O. Holtedahl opened one of his papers on the Caledonides of Norway with the following words: "One of the most interesting and important, but also most intricate problems of Norwegian Caledonian geology is that of the true character and genesis of the gneiss and granite masses of the north-western areas", and later ". . . . the age question of various gneiss or granite masses lying *below* the said younger sedimentary rocks, e. g. in the Oppdal district, is a very difficult one and not yet settled".

In this recent paper Chr. Oftedahl forgets to emphasize that, in general, during Caledonian orogeny, both sediments and gneisses in the Oppdal–Surnadal district have been completely changed, mineralogically and structuarally, in part also chemically (granitized). In most places any pre-existing structural unconformity should be expected to have vanished. However, when studied from locality to locality within a greater area, the gneiss at the contact shows considerable variation in composition, from granite to biotite schist. This fact should rather indicate a primary unconformity at the base of the flagstone. This applies to the Oppdal area. In Surnadal, however, the relations seem different. According to T. Strand (1953) a quartzite occurs as a horizon considerably below the contact flagstone/basal gneiss. Consequently, the upper part, at least, of the basal gneiss seems to belong to a conformable series below the flagstone member; no indication is given by Strand as to the primary nature of these gneiss members.

Thus, in referring to O. Holtedahls statement above, the problems concerning the basement contact cannot possibly be settled in the way proposed by Oftedahl, by simply pretending that the problems do not exist.

Oftedahl avoids mentioning a conglomerate near (or at) the base of the flagstone in the Oppdal area. This conglomerate, described by Ivan Th. Rosenquist (1944, p. 199, see also 1941, p. 34), offers, so far, the only

[1] E. Wegmann, during his long stay in Norway about 1924, was probably the first to realize that high-grade metamorphic sediments of Cambro-Silurian age constitute parts of the north-western gneisses of southern Norway, at that time considered to be of archaean age. According to his verbal account, his view was strongly contradicted by leading Norwegian geologists.

Fig. 1. Basal gneiss west of Lønset. Intensely folded bands and veins, resulting in a secondary schistosity ± axial planes.

exact information, although scarce, of the primary nature of the Precambrian basement rocks within the Oppdal district. The conglomerate occurs in several places along the Lønset anticline (a dome-shaped, overturned anticline consisting of basal gneisses and the covering flagstone, micaschist, etc). In a few localities the conglomerate has escaped deformation and complete recrystallization, and the original nature of the boulders can easily be recognized. Boulders of quartzite are most common, but granite boulders occur locally in approximately equal amounts; other rock types are rare.

Neither does he mention another conglomerate near Otta, that offers some information of the Precambrian basement rocks within that area. Among Norwegian geologists the conglomerate is commonly well known as the Rosten conglomerate. It was visited by the 1960 Congress excursions A 13 and C 9 (excursion guide, 8th day, stop 1., p. 25, see list of references). The conglomerate occurs at the deepest known level of the Eocambrian sparagmite (roughly equivalent to the flagstone of the Oppdal district). The boulders, in part angular and big-sized and arranged at random, consist of various crystalline Precambrian rocks. Most common are medium-grained and coarse-grained granites ("augengranite") of

Fig. 2. Basal gneiss west of Lønset. Intensely folded light and dark bands, granitic vein in part cutting the bands, in part conformable with the bands. Schistosity of the gneiss ⫩ with axial planes of small folds.

faint pink and lilac colours. At the best locality the boulders are not deformed, and the primary nature cannot be questioned. The shape and manner of arrangement of the boulders indicate a short transport (the conglomerate is certainly not a tillite). The size of the boulders (up to one meter) should indicate a rugged topography at the time of deposition.

Moreover, the crystalline basement within the Otta nappe, described by T. Strand (1951) as the Rudihø complex, representing the Precambrian substratum of the flagstone of the nappe, consists of various anorthosites and norites, not of tuffs or tuffites.

Even if these informations are scarce, they should be taken into account when discussing the nature of the Precambrian basement rocks.

Let us turn to Oftedahls description of localities under the heading OBSERVATIONS.

The section described by him (p. 7) as locality No. 2, west of Oppdal is most illustrating as to the nature of the basement contact. Also this locality was visited by the 1960 Congress excursions A 13 and C 9. The members of the excursions will recall the road section west of Lønset, stop No. 4 on the 9th day (excursion guide p. 27, see list of references).

This section was first mentioned by O. Holtedahl (1938, pp. 34–41), later by Ivan Th. Rosenqvist (1941, pp. 29–30 and 1944, p. 123), still later by H. Holtedahl (1949, p. 10). During the 1950 years new road cuts were opened, and shortly before 1960 the contact between the basal gneiss and the flagstone was disclosed but for one meter. The short gap seems to be occupied by a very schistose, micaceous rock, according to the character of the debris that fills the gap. Considerable tectonic displacement may have taken place along a thrust plane parallel to the bedding (and schistosity) of the flagstone (above) and the schistosity of the basal gneiss (below the contact). The dip is 60° WNW, on the northwestern limb of the Lønset anticline. The heterogeneous basal complex consists of *intensely folded bands*, the small folds seemingly formed by fracture cleavage or by shear. Shear folding, or cleavage folding should be a propriate term. The axial planes of the small folds give the rocks a secondary schistosity by which a secondary gneiss "sheeting" is formed. This secondary sheeting is conformable with the contact, but the important thing is that the primary banding or foliation *is not so.*

The composition of the basal gneiss vary from granite to biotite schist, and probably a granitization process has played a part in changing the original composition. In most granitic sheets the original banding has nearly disappeared, the rock being more or less a homogeneous gneiss-granite. Some of the biotite-rich sheets are partly transformed into augengneiss, the augens consisting of microcline porphyroblasts. Ptygmatic veins occur, often folded together with the original banding, but also veins cutting the banding occur. Younger granitic dikes also occur, cutting the gneiss structure.

Figs. 1 and 2 illustrate the structural appearance of the basal gneiss in this locality. In H. Holtedahl's (1949) paper a similar illustration is presented as fig. 2 (p. 11), namely a photo taken from the same section before the new road cut was opened.

In O. Holtedahl's (1938) paper a number of good illustrations are presented, showing the intense deformation of various rocks along the same road, alterations into augengneisses where the primary structures are on the point of disappearing, and granitization effects.

Obviously, the schistosity of the basal gneiss, marked by the axial planes of the small folds, developed in connection with the folding of these. This folding did not affect the flagstone, where only a schistosity developed parallel with the bedding planes. This structural difference between the two formations may be due to variation in competence during

folding, but it may as well indicate *a primary unconformity* at the base of the flagstone. All authors before Oftedahl (including myself) are of the opinion that the semi-conformity developed in connection with Caledonian orogeny under deep-seated conditions. But even the time of shear folding within the basal complex may possibly be discussed. What cannot possibly be discussed is that the parallelism between the flagstone beds and the (secondary) schistosity of the basal gneiss provides no evidence for the postulate of Oftedahl that the basal gneiss consisted of flat-lying volcanites (or sandstones) at the time when the arcosic flagstone was deposited. And that is, nevertheless what he postulates.

The several others of Oftedahl's locality descriptions need only short comments. – No. 1: the contact is lacking. No. 3: some hundred meter is missing, including the contact. Nos. 4, 5, 6: these numbers refer to a paper by Dr. Janet S. Peacey (1964), who describes, very convincingly, a primary conformity at the contact between the "leptite" (possibly of volcanic origin) and the overlying sediments. She does not attempt, however, to correlate this "leptite" of the Tømmerås anticline with the basal gneisses of the Oppdal–Surnadal district. No. 7: this locality consists of two subordinate ones, the one showing "a clear angular unconformity at the contact" (Oftedahl's words). No. 8: the basal gneiss is of a rather homogeneous nature without clear bedding, and should be omitted. No. 9: a granitic gneiss occur below micaschist with no sharp contact, only a parallelism. No. 10: the critical 20 meter, including the contact, is lacking. No. 11: this seems to be the only locality, apart from those described by Dr. Peacey, where any definite conclusion can possibly be drawn as to the primary nature of the basal gneiss.

As the important locality No. 2, west of Oppdal, is so inadequately described, it is not easy to accept Oftedahl's conslusions as to the original nature of the basal rocks of all the other localities. What remains then to form a basis for the theory put forward? obviously, it is the observations by Dr. Janet S. Peacey, and Oftedahl's locality No. 11. These observations cover only the northern part, however, of the large area denominated by Oftedahl as the central Caledonides.

On these premises Oftedahl has come (p. 11) to the theory that the sub-Cambrian basement within the central Caledonides (comprising the Oppdal–Surnadal district etc.) originally consisted of flat-lying volcanites. In a chapter with the heading DISCUSSION (p. 9) he tries to find support for this theory: The granitic gneisses of the basal complex are metamorphosed tuffs or tuffites of granitic composition because such

rocks will easily recrystallize into granitic gneisses, and because such rocks occur frequently within other districts of Fennoscandia.

It may be permitted to think that these reasons are too weak for a generalization.

References.

Guide to excursions No. A 13 and No. C 9. (1960) Excursions in Norway. Norges geologiske undersøkelse Nr. 212, L.

Holtedahl, H. (1949) Geological and petrographical investigations in the north-western part of the Opdal quadrangle, south-western Norway. Universitetet i Bergen Årbok 1949.

Holtedahl, O. (1938) Geological observations in the Opdal–Sunndal–Trollheimen district. Norsk Geologisk Tidsskrift Bd. 18, h. 1.

— (1944) On the Caledonides of Norway. Vitenskapsakademiet i Oslo, Skrifter 1944, No. 4.

Oftedahl, Chr. (1964) The nature of the basement contact. Norges geologiske undersøkelse Nr. 227.

Peacey, Janet S. (1964) Reconnaissance of the Tømmerås anticline. Norges geologiske undersøkelse Nr. 227.

Rosenqvist, Ivan Th. (1941) The Lønset anticline in the Opdal area. Norsk Geologisk Tidsskrift Bd. 21, h. 1.

— (1944) Metamorphism and metasomatism in the Opdal area (Sør-Trøndelag), Norway. Norsk Geologisk Tidsskrift Bd. 22, h. 3–4.

Strand, T. (1951) The Sel and Vågå map areas. Norges geologiske undersøkelse Nr. 178.

— (1953) The relation between basal gneiss and the overlying meta-sediments in the Surnadal district, (Caledonides of southern Norway). Norges geologiske undersøkelse Nr. 184, Årbok 1952.

The Caledonian Basement.

Reply to Per Holmsen.

By

CHRISTOFFER OFTEDAHL

Per Holmsen finds it necessary to publish some critical comments on my paper The Nature of the Basement Contact, Studies in the Trondheim Region, Central Norwegian Caledonides (Oftedahl, 1964), "in order to avoid a profound misunderstanding of the nature of the problems presented". I find this statement surprising. In my paper it was clearly stated that all geologists who have earlier discussed the observed conformity between the basement and the overlying Eocambrian or Cambro-Silurian sediments have considered this a pseudo-conformity, due to Caledonian tectonic movements. Another possibility, namely that the Precambrian rocks were essentially flat-lying in this central part of the Norwegian Caledonides when the Cambro-Silurian sedimentation started, was presented as a tentative hypothesis for discussion. This was done for two reasons, firstly because this possibility has not been discussed at all, and secondly because my own field observations and earlier published descriptions make this tentative hypothesis quite probable at the present time. No confusion possible! I fail to see the reasons really why Holmsen publishes his opinions on the present problems; it would be self-evident if he had new views, but he repeats the earlier views, or if he presented exact and new field evidence, but he only gives half a page of generalization-type description, to be commented on below. Holmsen is right in stating that I am not well acquainted with the actual relations over the small area that he particularly knows well, the Oppdal–Surnadal district. My field experience is more comprehensive in the northern part of the larger region in consideration, and my tentative hypothesis was nicely supported by the results of Dr. Janet Peacey (1964), whose results I did not know about when I wrote my article.

Many of the facts that Holmsen discusses in his critical comments seem rather irrelevant to me. The meat of Per Holmsen's comments is really the description of my locality No. 2 or rather a description of the characteristics of the basement below the flagstone in this locality. His description covers half a page, but I find the equally long description of the same road sections by O. Holtedahl (1938, p. 36–37) excellent and more to the point than that of Holmsen. Everybody agrees that the foliation is of Caledonian origin, but Holmsen also thinks that the banding of the gneisses is Caledonian. I disagree and think it is of primary origin for reasons already stated. This is really the important point in my previous paper and this point is overlooked by Holmsen.

It may be well to repeat that my suggested hypothesis does not stem from disregard of the predominating theory (tectonic pseudo-conformity) as Holmsen puts it. That theory is well taken care of in important publications by O. Holtedahl, H. Holtedahl, T. Strand, I. Th. Rosenqvist, and others, earlier referred to, and need not be repeated by me. However, Holmsen's conclusion that I must be wrong, may be true in a way he has not considered. If we had large-scale thrust movements at the base of the Cambrian or Eocambrian rocks, this movements could have dragged the Pre-Cambrian gneisses along the thrust contact to such an extent that their primary banding now parallel the thrust rocks to a considerable depth. Exactly this interpretation was advanced by Brace (1958) from New England, and he also cites similar cases from other regions. Brace concludes that his banded gneisses can barely be anything but metasedimentary in origin and finds field evidence for a major drag along the contact. So far, I hesitate to consider this hypothesis more probable for the region in question for the reason that the best obtainable map pictures do not point to such a solution. These maps are by Foslie (1958–60) from the Grong area, by Peacey (1964) from the Tømmeråss anticline, and by Hernes (1955) from the Surnadal syncline. When a map with description of the Oppdal–Sunndal area is published, it will be possible to re-evaluate the situation and possibly discard my suggested theory, – at least for this area.

General support of my views is given by Ivar Hernes who has recently published an article «Die kaledonische Schichtenfolge in Mittelnorwegen» (N. Jb. Paläont. Mh. 1965; H. 2, p. 69–84). Hernes has found that the gneisses of the Surnadal-Sunndal area (west of Oppdal) represent a metamorphosed sequence of supracrustal rocks, concordantly (or nearly so) underlying the Cambro-Ordovician sequence. The same situation is suggested for the Oppdal area.

References.

Brace, W. F. Interaction of basement and mantle during folding near Rutland, Vermont. Amer. Journ. Sci., *256*, 1958, p. 241–256.

Foslie, S. Geologic quadrangle maps Sanddøla, Nordli, Sørli, Jævsjø, Bjørkvassklumpen. Norges Geol. Unders. 1958–1960.

Hernes, I. Geologisk oversikt over Molde–Kristiansundsområdet. Det Kgl. Norske Vidensk. Selsk. Skr. 1955, Nr. 5, 17 p.

Holmsen P. On the nature of the basement contact. Critical comments to Chr. Oftedahl. Norges Geol. Unders.

Holtedahl, O. Geological observations in the Opdal–Sunndal–Trollheimen district. Norsk Geol. Tidsskr. *18*, 1938, p. 29–53.

Oftedahl, Chr. The nature of the basement contact. Norges Geol. Unders., *227*, 1964, p. 4–12.

Peacey, J. Springer. Reconnaisance of the Tømmerås Anticline. Norges Geol. Unders., *227*, 1964, p. 13–84.

En geologisk undersøkelse på den sørøstre del av kartbladet Salangen.

Av
PER RAGNAR LUND

Innhold.

	Side
Abstract	74
Forord	75
I Innledning	75
II Kvartærgeologi	76
a) Landoverflaten	76
b) Løsavleiringer	77
III Berggrunnen	77
1. Prekambriske bergarter	78
Granitt	78
Gabbro	79
2. Metamorfe sedimentære bergarter	81
Undre glimmerskifer-gruppe	81
a) Glimmerskifer	81
b) Gneisbergarter	83
c) Kalkmarmorene	84
d) Marmor med reaksjonskontakt	86
Øvre glimmerskifergruppe	87
a) Glimmerskifer	87
b) Amfibolittskifer	90
c) Hornblende-glimmerskifer	92
3. Intrusive kaledonske bergarter	92
a) Granitt	92
b) Amfibolitt	95
IV Metamorfosen	96
V Strukturgeologi	97
VI Bergartenes alder og stratigrafi	100
Litteraturliste	101

Abstract.

Petrographic and structural investigations were made in a Cambro-Ordovician area of the Caledonides of Northern Norway, situated in Salangen, Troms. The rocks, mainly mica schists rich in biotite and/or muscovite, are mostly folded and the schistosity is very distinct. This group of rocks also comprises light gneisses rich in microcline; probably they represent metamorphic pelitic sediments. In the upper parts of the sequence are found some amphibolites and layers with large hornblende crystals in the mica schist. Crystalline limestones occur in the lower parts, the zones are always less than 20–30 meters in thickness.

Precambrian granite represent windows at the bottom of the Salangen valley. A

Caledonian granite is intruded in the schists near Lavangen. Analysis, norm and mode of the last mentioned granite are given.

The mineral assemblies suggest that the rocks are in the lower part of the almandine-amphibolite facies. Albite is the common feldspar in the rocks and the biotite isograd as well as the garnet isograd are exceeded in the area.

The described rocks lies in the continuation of the Håfjell synclinorium in Ofoten. A north–north–east direction of the strike combined with dip to the west certifies this. Folding on almost horizontal axes trending along the main Caledonian direction is combined with north-east cross-folds. It has not been possible to unravel any thrusting in this area, but local breccias, especially in the crystalline limestones and the hornblende-bearing mica schist, are common.

Forord.

I forbindelse med en undersøkelse av mangan-førende jernmalmhorisonter i Sør-Troms sommeren 1959, fikk jeg anledning til, for Norges geologiske undersøkelses regning, å kartlegge den sørøstre del av kartbladet Salangen (N8). Markarbeidet ble avsluttet i 1960. Etter avtale med direktør H. Bjørlykke, fikk jeg benytte det innsamlede materiale til en hovedoppgave i geologi ved Universitetet i Oslo. Dessuten fikk jeg tynnslip til disposisjon og utført enkelte kjemiske analyser. Jeg takker ham for dette.

Tromsø, april 1963. *Per Ragnar Lund*

I. Innledning.

Det kartlagte området ligger i Troms fylke og utgjør den sørøstre del av kartbladet Salangen (N8). Feltet begrenses av eidet mellom Gratangsbotn og Lavangsdalen i vest, av Sagvannene med tilhørende vassdrag i nord og av kartbladgrensene i øst og sør. Se kartet Pl. I.

Fra Sør-Troms er det sparsomt med tidligere geologiske arbeider og det meste er gjort av pioneren, tollkasserer Karl Pettersen, som i Tromsø Museums Aarshefter fra 1870–1890 beskrev bergartene i Tromsø amt. I dette hundreår er det vesentlig Thorolf Vogt som har arbeidet i disse områder. Vogts Narvik-kart (1950) har vært til hjelp idet jeg har kunnet følge hans kalk- og glimmerskifersoner inn på kartbladet Salangen. Beklageligvis rakk han ikke å utgi en petrografisk beskrivelse før sin død og en kartbladbeskrivelse foreligger ikke.

Hensikten med arbeidet er å gi et bilde av en del petrografiske og strukturelle forhold i den lagrekken som er en direkte fortsettelse av

Fig. 1. Spanstind med «dalterskelen» i Spansdalen. Bildet tatt sørover.

Spanstind with the "valley threshold" in Spansdalen. Seen toward the south.

kartbladet Narviks metamorfe, sedimentære bergarter. Innledningsvis vil jeg omtale enkelte karakteristiske trekk ved landoverflaten i området. Noen kvartærgeologiske avsetninger er også omtalt.

II. Kvartærgeologi.

a) Landoverflaten.

Salangen-området preges i dag av strøkdalene med retning nordøst–sørvest og av fjordene som nesten rettvinklet krysser disse. Salangsdalen er det viktigste dalføret og parallellt med dette kan en lenger vest følge en tidligere dalsenkning som i dag er gjennomskåret av Lavangs- og Gratangsfjorden. Tilbake står en rekke fjellpass på 300–400 meters høyde over havet. Brebevegelsene i området kan enten ha hatt forskjellige retninger eller innlandsisen kan ha erodert og etterlatt seg bretunger i fjordmunningene som i en interglacialtid har fortsatt erosjonen på tvers av fjellkjedens strøkretning.

Spansdalen er en utpreget tverrdal som følger de omtalte fjorders

nordvest-sørøstlige retning. Den er et vakkert eksempel på en «to-generasjonsdal» med en markert terskel i 800 meters høyde på begge dalsider; under denne smalner dalen sterkt og har en typisk V-form mot den trange bunnen. Fig. 1. Utvilsomt har en her i postglacial tid hatt en meget kraftig elverosjon.

b) Løsavleiringer.

Brebevegelser i forskjellige retninger blir bekreftet av endemorenene som danner markerte rygger i flere av dalene i området. (Pl. I) Ved Maashaugen i Spansdalen er moreneryggen 25 meter høy og består av grus og sand og en del større blokker. Den øvre delen er vasket og jevnet ut til en flate som ligger 70 meter over havet; dette er også elveterrassenes høyde over havet lenger oppe i dalen. Ved Hesjevik og Soløy opptrer likeledes terrassene på samme høyde og i disse ble funnet følgende skjell: Saxicava arctica og Astarte borealis. De lå i den nedre leirholdige del og er begge nålevende former i den nordlige del av Norge. 70 meter over havet representerer sannsynligvis den marine grense i disse kyststrøk.

Breen som beveget seg nordover i Salangsdalen har lagt opp flere morener i denne. Ved Forset ligger en endemorene akkurat der dalen svinger fra en nordøstlig til en nordlig retning. Her er dalen skrapt ren for morenemateriale på vestsiden mens den andre dalside er dekket av en mektig sidemorene. Denne strekker seg fra elva i ca. 140 m.o.h. og opp til ca. 350 m. o. h.

Skuringsstriper finnes omtrent ikke i denne lett eroderbare berggrunn. Enkelte skuringsstriper og sigdbrudd rundt Laphaugvatn skulle, sammen med formen på de avrundete småkoller, (brattskrent på vestsiden, avrundet på østsiden), tale for en øst-vestlig isbevegelsesretning.

Løsblokker som ikke hører hjemme i området er en sterkt rødlig granitt. Den finnes i mindre blokker, under 0,5 m i tverrmål, helt opp i 1000–1100 m.o.h. Petrografisk skiller den seg fra granitten i disse strøk og er sannsynligvis kommet med innlandsisen fra grensetraktene mot Sverige. (Lina-granitt ?)

III. Berggrunnen.

Berggrunnen i området domineres av glimmerskifre som opptrer i en mildere metamorfosegrad og er av forskjellig habitus og petrografi. Deres regionale utbredelse går fram av kartet, Pl. I. Skifrene kan inn-

deles i en undre og en øvre avdeling og korreleres med henholdsvis Rombak- og Narvikgruppen på kartbladet Narvik (Vogt, 1950). Den førstnevnte har fyllittiske og kvartsittiske lag og er meget varierende av sammensetning, mangefargete kalkmarmorbenker opptrer dessuten i hele gruppen. I den øvre gruppen er glimmerskiferen en ensartet kvarts-granat-muskovitt-skifer som lokalt fører distén. Konkordante amfibolittlag er vanlig, men de fleste er for små til å komme med på kartet. Øst for Salangsdalen er hornblenderike lag blitt oppknust i glimmerskiferen og en har fått dannet en hornblende-glimmerskifer.

Grunnfjellsvinduet på kartbladet Narvik (Vogt, 1950) har en direkte fortsettelse på kartbladet Salangen i Salangsdalen. Kupper av en grovkornet granitt stikker opp i dalbunnen. Sammen med denne finnes en delvis omvandlet gabbro; begge bærer preg av kaledonsk deformasjon. Ved Fossbakken og Solbakken i Salangsdalen består berggrunnen av en lys gneis som sannsynligvis er dannet ved granittisering av glimmerskiferen. Endelig er det omkring Tennevoll ved bunnen av Lavangen intrudert en hvit granitt i den undre del av lagpakken. Sekresjonspegmatitter og kvartsslirer er meget alminnelige.

Tektonikken preges av plastiske bøyningsfolder, konsentriske eller disharmoniske, i alle deler av lagpakken. Foldningsaksene svinger fra nordvestlig tverrfoldning til foldning etter fjellkjedestrøkets nordnordøstlige retning. Å dømme etter oppknusingssoner langs enkelte kalkspatmarmor- og amfibolittbenker har en hatt bevegelser og muligens overskyvninger i lagrekken. En stratigrafisk inndeling har ikke vært mulig på grunn av manglende ledehorisonter og sterk foldning.

1. *Prekambriske bergarter*

Granitt.

Fra den nordøstlige del av kartbladet Narvik kan en følge et grunnfjellsvindu inn på kartbladet Salangen. Berggrunnen består overveiende av en grå, middelskornet granitt som viser overganger til såvel en mørkere biotittrik som en lysere mikroklinrik granitt. Mineralinnholdet i bergarten ligger innenfor grensene: mikroklin 30–40%, kvarts ca. 25%, plagioklas 20–30% og biotitt 5–15%. Ilmenitt-innholdet er ca. 4%. Den lyse granitt ser ut til å ha trengt inn i den mørke, da en i den sistnevnte finner sprekkfyllinger og ptygmatiske folder med lys granitt.

Om mineralene kan nevnes:

Mikroklin: Kornene er opptil 5 mm store og er sterkt tektonisk deformert med undulerende utslukning. Sprekkfyllinger med rekrystallisert kvarts og kalkspat og inneslutninger av plagioklas.

Plagioklas: Sterk sericittisering med orienterte nåler og opp til 0,1 mm store epidotkorn innesluttet. Feltspaten er en albitt. (5–7% An).

Kvarts: Sterkt undulerende med suturerte omriss.

Biotitt: Friske korn, ofte som radiære stråler ut fra et sentrum. Vanlig pleokroisme. Ertsnåler er innesluttet og krysser hverandre under 60°'s vinkel, dette gir biotitten en sagenittisk struktur (Wahlstrøm, 1959). Nålene, trolig rutil, er et omdanningsprodukt av ilmenitt som er konsentrert i dette mineral.

Gabbro.

I enkelte mindre partier i Salangsdalen finnes en svart biotitt-hornblende-gabbro som kupper i dalbunnen. Den viser skarpe grenser til granitten som ser ut til å ha trengt inn i gabbroen. Da det bare er få blotninger av denne bergart, er den ikke avsatt på kartet Pl. I. De viktigste mineralene er: Plagioklas: ca. 33%, hornblende: ca. 29%, biotitt: ca. 18% og kvarts: ca. 8%. Teksturen er xenomorf, middelskornet.

Plagioklas: Klar, med enkelte bøyde tvillinglameller. Sammensetningen er An_{37} Ab_{63}, altså en andesin.

Hornblende: Anhedrale korn som viser omvandling fra midten av mineralet og utover mot kantene. Det har alltid en blågrønn randsone. Pleokroisme: Z=grønn-oliven-grønn. Y=brungrønn. X=lys brun. Omvandlingsproduktet har lys brun egenfarge og vanligvis 1. ordens interferensfarger. Rester av brun biotitt og et finkornet epidotmineral er innesluttet. Trolig har hornblenden blitt omdannet til en avbleket biotitt og til epidot ved en lavhydrotermal metasomatose. Fig. 2. Jernerts er utskilt som nåler i mineralet.

Biotitt: Et spektrogram av mineralet viser en jernrik variant, en lepidomelan. Pleokroisme: Z=Y=brun-rødbrun. X=lys brun.

Ertsinnholdet i gabbroen er stort, ca. 6%, og utgjør vesentlig ilmenitt med korona-dannelser som i granitten. Randsonene er sannsynligvis leucoxen. Apatitt finnes som euhedrale krystaller opp til 1 mm lange.

Jeg tror det er rimelig å anta at bergartene i dette vindu er av prekambrisk alder. Vinduet er skilt fra Rombakantiklinalens prekambriske

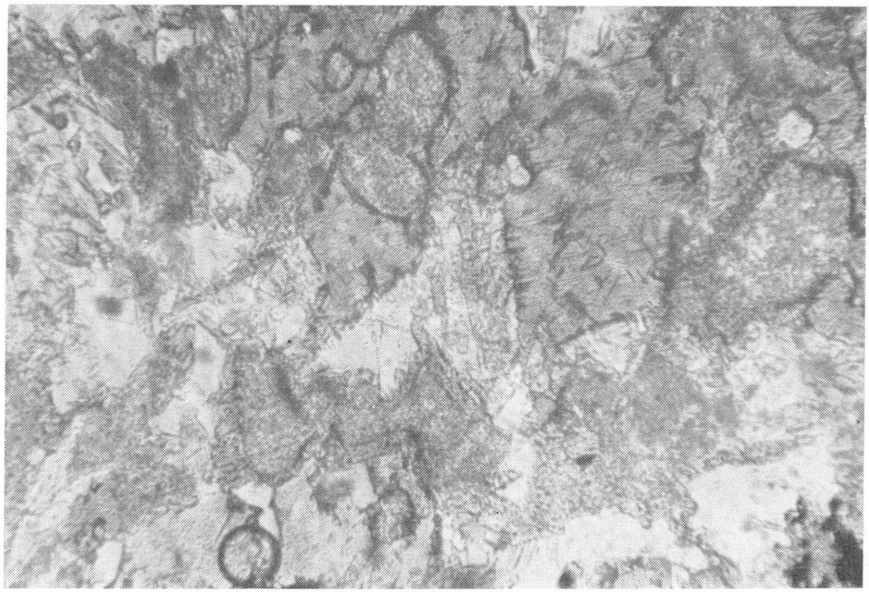


Fig. 2. Biotitt og epidot dannet på bekostning av hornblende. Sagenittiske rutil(?)-inneslutninger. Hvite partier: plagioklas.

Photo showing hornblende replaced by epidote and biotite. Sagenitic rutil(?)-inclusions. The white grains are plapioclase

bergarter (Th. Vogt N.G.T. 21 1941) ved en mellomliggende, på det smaleste 15 km bred, sedimentpakke. Det er ikke funnet at granitten eller gabbroen er intrudert i biotittskiferen over, men på enkelte steder er skiferen steiltstående mot granitten. Denne ser på sin side ut til å være yngre enn gabbroen som den har trengt inn i. En kontaktmetamorfoserende virkning på sedimentene av eventuelle eruptiver må i tilfelle være skult av en senere regionalmetamorfose. Bergartene i området har vært utsatt for en tektonisk påvirkning og en retrograd metamorfose kan ha funnet sted. Hornblenden har gått over til biotitt og det er frigjort CaO som kan reagere med hornblende. Den aktivitetsenergi som skal til for å sette en slik prosess i gang kan være tilført ved at grunnfjellsunderlaget også delvis har tatt del i den kaledonske foldning. Th. Vogt går så langt som til å hevde at underlaget er blitt skjøvet østover i en senere foldningsfase (N.G.T. 21, 1941). Ingen bekreftelse på dette er funnet i grunnfjellsvinduet i Salangsdalen.

2. *Metamorfe sedimentære bergarter.*

Undre glimmerskifergruppe.

a) Glimmerskifer.

Sedimentavdelingen som følger over grunnfjellet er den dominerende på det kartlagte området. Den utgjør den vesentligste del av berggrunnen opp til en høyde over havet på 800–1000 m. Pettersen (1888) betegnet den som Balsfjordgruppen med «milde halvkrystaline til krystaline lerglimmerskifre med kalkstensinlejeringer». Det er en heterogen gruppe med veksling mellom svarte biotittskifre, sølvskimrende kvarts-granat-muskuvittskifre og overganger til skifre med en fyllittisk og bituminøs habitus. Foldningskreftene som har virket på sedimentpakken har gitt konsentriske eller disharmoniske bøyningsfolder av alle størrelser. De små foldene kan være sterkt sammenpresset og gir da skiferen en typisk kruskløv (flow cleavage) med en rynket overflate. I forbindelse med foldningene har en hatt en «utsvetting» av grovkornet kvarts i årer og slirer. (Fig. 3). I avdelingens undre del kan dette være så utpreget at skiferen får et gneisaktig utseende med pegmatittdannelser: kvarts-albitt i kornstørrelser på 2–3 mm med store muskovittbunter. Hvor deformasjonen er mindre kan opptil dm-tykke gjennomskjærende kvartsårer følges rettlinjet flere meter i skiferen.

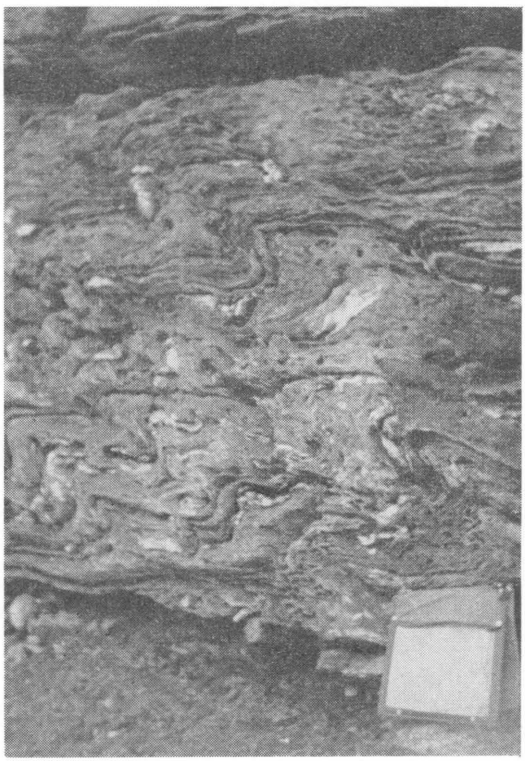


Fig. 3. Foldet glimmerskifer med kvartsslirer. Akseplan hellende vestover. Blåfjell.

Folded mica schist with quarts veins. The dip of the axial plane is to the west. Blåfjell.

Mineralsammensetningen veksler meget, de vanlige parageneser ordnet etter avtagende hyppighet er:

kvarts, muskovitt, biotitt, granat
kvarts, biotitt, muskovitt, kloritt
kvarts, muskovitt, kloritt, granat
kvarts, albitt, muskovitt, kalkspat
kvarts, epidot, albitt, biotitt

Den vanlige kvarts-muskovitt-biotittskifer viser overganger til glimmerfattige kvartsittiske skifre, skifre rike på plagioklas (albitt) og i enkelte tilfelle skifre med epidot som et dominerende mineral. En gjennomsnittssammensetning av bergarten ut fra punkttelling er:

Tabell 1

Kvarts	44%
Muskovitt	25%
Biotitt	16%
Granat	4%
Plagioklas	3%
Epidot	2%
Kloritt	2%
Erts	2%
Hornblende	1%
Distén	1%
Sum	100%

Variasjonene i glimmerinnhold gir skifrene et vekslende utseende med overganger fra finskjellet fyllittisk muskovittskifer til mørk storbladet biotittskifer. Grønn klorittskifer opptrer også og karakteristisk er granater som med sine euhedrale former trer fram på forvitret overflate. Vekslingen i mineralsammensetningen må for en stor del skyldes forskjeller i sedimentenes kjemiske sammensetning og være primær.

Ved Sandmel i Spansdalen er det en ca. 20 m mektig grafittskifer, men et gjennomgående for stort glimmerinnhold har hindret en praktisk anvendelse av grafitten.

Om glimmerskifrenes mineraler kan nevnes:

Muskovitt: Mineralet er fargeløst og danner mm-store bøyningsfolder som gir skiferen en lepidoblastisk tekstur.

Biotitt: Vanligvis uomvandlet med innesluttede zirkonkorn omgitt av pleokroittiske ringer. En del biotitt er omdannet til lys grønn kloritt (optisk positiv med liten aksevinkel).

Granat: Ofte med pent utviklede krystallflater og inneslutninger av så vel S-formede som rette kvartsstriper. Under rotasjon av mineralet har kvarts og kalkspat rekrystallisert i le av dette. Et optisk spektrogram av granat fra Nordtind gav følgende data: Ca^{2+} ca. 1%, $Mg^{2+}=1\%$, $Mn^{2+}=0{,}5\%$. Spor av Cr og Sc. Mineralet skulle da svare til en normal almandin.

Ertsmineralene er overveiende magnetitt, men det opptrer også enkelte euhedrale svovelkiskrystaller.

b) Gneisbergarter.

Glimmerskiferen kan, som nevnt, i lavere deler av sedimentserien få en mere gneisartet karakter. I enkelte partier langs Spanselva har en feltspatporfyroblast-dannelse i biotittskiferen sammen med en økning i plagioklasmengden, gitt en overgangssone med glimmerskifergneis mot den overliggende glimmerskifer. Denne gneisen er ikke skilt ut på det geologiske kartet. Pl. I. Bergarten består av like meget kvarts, mikroklin og plagioklas med et biotittinnhold på ca. 10%. Teksturen er porfyroblastisk, men kan også gå over til porfyroklastisk med mørteltekstur. Dette er særlig typisk i gjennomskjærende sprekkefyllinger hvor finkornet kvarts utgjør mellommassen rundt og i sprekkefyllinger i større mikroklinkorn.

Mikroklin opptrer som xenoblastiske, vanligvis 2,5 mm store korn i bergarten. Streng- og flekkpertitter er sannsynligvis dannet ved «replacement» fordi slipene viser klart at mineralet har krystallisert ut ved fortrengning av nåværende innesluttet plagioklas.

Plagioklas er i denne bergart følgelig eldre enn mikroklin. Mineralet inneholder meget sericitt og epidotkorn. (An-innhold: An_0–An_{10}).

Titanitt opptrer hyppig i glimmerskifergneisen (opp til 3%), og ilmenittkjerner i mineralet er vanlig.

Øverst i Spansdalen nær Fossbakken går berggrunnen over i en lys mikroklinrik gneis. Smale biotittskiferbånd opptrer konkordant med foliasjonen og rødfargede kalifeltspatstriper er alminnelig på grensene. Ved Solbakken i Salangsdalen har en den samme berggrunn, men her er gneisen overliggende til grunnfjellspartiene i dalbunnen. Mineralinnholdet i gneisene skiller seg fra glimmerskifergneisene ved høyere kvarts-

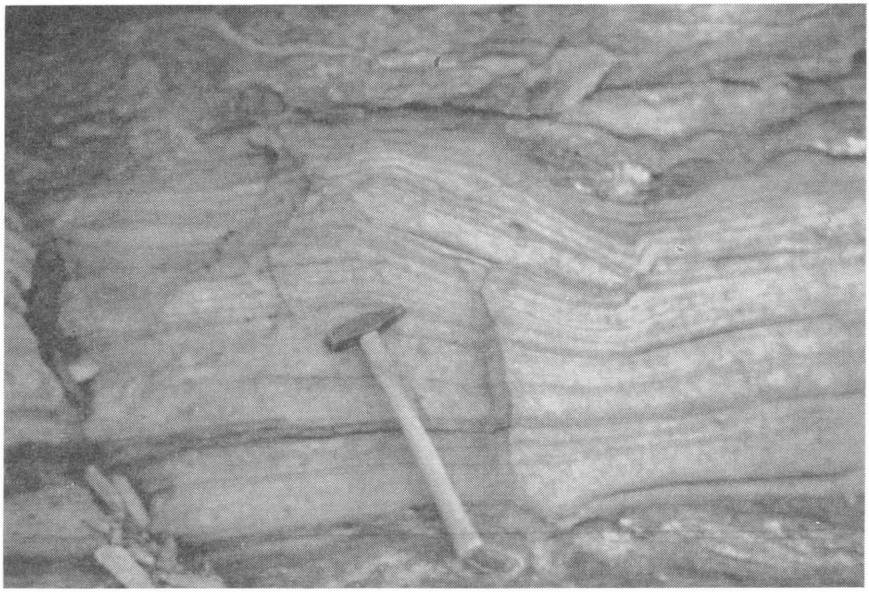


Fig. 4. Uren kalkspatmarmor med skiferpartier innesluttet. Blåfjell.

Impure limestones with inclusions of mica shicst. Blåfjell.

og lavere glimmerinnhold. (ca. 45% kvarts og 1–4% glimmer). De er fin- til middelskornet. Mikroklin er det sist dannede mineral fordi det har inneslutninger av alle de andre mineralene. Plagioklasen er albittrik med ca. 5% An.

Disse gneisbergarter kan være dannet ved en granittisering av Na-rike glimmerskifre. De har fått sitt mikroklininnhold ved en K_2O-metasomatose idet kaliholdige løsninger har trengt opp og gitt en feltspatporfyroblastdannelse. I Salangsdalen har en aktivisering av grunnfjellet under vært årsak til kalitilførselen til de overliggende sedimenter. Under en granittiseringsprosess vil de stoffer som ikke er til stede i en normal granitt diffundere ut, følgelig må CaO og MgO/FeO-innholdet minke for at en lys gneis skal bli resultatet. (Reynolds, 1946). Bergartene regner jeg etter dette for å være av en sedimentær opprinnelse.

c) Kalkmarmorene.

Kalkmarmor, og til dels dolomittmarmor, opptrer hyppig i den undre glimmerskifergruppen som smale parallellt liggende benker i liten innbyrdes avstand. Mektighetene varierer sterkt langs strøkretningen,

fra få til opp mot 20–30 meter. De kiler også lett ut, bare benker med mektighet på over 5 meter er tatt med på kartet. Marmoren er finkornet til middelskornet, grå, med inneslutninger av bituminøse fyllittlag og sporadisk med grafitt på grensene til skiferen (fig. 4). Under foldningene av sedimentene har marmoren delvis rekrystallisert og fører kvarts (også bergkrystall), kalkspat og svovelkis i årer og slirer. En analyse av marmor fra Jordbrua, Spanselva, viser sammensetningen for en typisk kalkmarmor i området:

Tabell 2

SiO^2	5,76	vekt%
TiO_2	0,08	»
Al_2O_3	1,77	»
Fe_2O_3	0,51	»
MnO	0,04	»
MgO	0,99	»
CaO	49,92	»
Na_2O	0,15	»
K_2O	0,37	»
CO_2	40,09	»
P_2O_3	0,09	»
S	0,29	»
Sum	100,06	vekt%
$CaCO_3$	89,14	vekt%
$MgCO_3$	1,86	»
Uoppløst	9,00	»
Sum	100,00	vekt%

Anal.: K. Haugen, NGU.

De tre øverste marmorbenkene på østsiden av Grønnfjell er delvis dolomittisert; likeledes benken på nordøstsiden av Trondfjell som kan gå opp i en mektighet på 20–30 m. Dette er den eneste marmor i den øverste glimmerskifergruppe og den adskiller seg fra marmorene ellers ved å føre en 3–4 m mektig kvartsgang med kobber- og magnetkis. Kisen ligger som skjellformede masser i en mellommasse av euhedrale kvarts- og kalkspatkrystaller. Det har vært prøvedrift på forekomsten (Solbakken kobberkisskjerp), men den er ikke funnet drivverdig.

Dolomittmarmoren er hvit og sukkerkornig; en kompleksiometrisk bestemmelse av Ca- og Mg-innholdet gav følgende resultat:

Tabell 3

$CaCO_3$	62,7	vekt%
$MgCO_3$	37,1	»
Uoppløst	0,2	»
Sum	100,0	vekt%
Dolomitt	81,1	»
Kalkspat	18,7	»
Aksessorier	0,2	»
Sum	100,0	vekt%

Dolomitt: Jernfattig, N_0: 1,6850 $\pm$ 0,003 tilsvarer et Fe-innhold på under 10%. (Tröger, 1959).

Aksessorisk opptrer i marmorene muskovitt- og klorittnåler, euhedrale svovelkiskrystaller og magnetittkorn. Den grå kalkmarmor har finfordelt grafittstøv i mineralene; dolomittiseringen kan ha vært ledsaget av en oksydasjon av de organiske bestanddeler og dette kan være årsaken til dolomittens hvite farge. Den kan være dannet metasomatisk fordi den alltid inneholder en del kalkspat og går gradvis over i kalkmarmor. Hvorfor bare enkelte benker er blitt dolomittisert er uklart; kanskje har det primære sediment lokalt vært ekstra grovkornet og dolomittiseringen derved blitt fremmet.

d) Marmor med reaksjonskontakt.

I Spansdalen ved Storbakken ble det funnet en grønnfarget reaksjonssone mellom kalkmarmoren og glimmerskifergneisen. Det har foregått bevegelser i denne sone fordi en finner talk på små glideplan og rekrystalliserte, subhedrale kalkspatkrystaller i druserom. Mineralene i kontakten er kalkspat, talk, hornblende, pyroxen og kloritt; kvarts er ikke funnet.

Hornblende: En jernfattig tremolitt. 2V: stor, negativ, Z/c=16°.

Pyroxen: En diopsid hvis jerninnhold er ca. 5 Mol%, den ligger innesluttet i tremolitt. N_z=(1,7000 $\pm$ 0,003). $2V_z$=60°. Negativ elongasjon.

Årsaken til diopsiddannelsen kan være en temperaturstigning betinget av den sterke foldning i de laveste deler av sedimentpakken. Dette vil da føre til en mobilisering av de elementer i sidebergarten som kunne danne hornblende ved en reaksjon. Denne har gått videre, idet tremolitt har reagert med kalkspat og kvarts med diopsid som resultat (Barth, 1952), og er ikke stoppet opp før all fri kvarts har blitt bundet i mineralene.

Øvre glimmerskifergruppe.

a) Glimmerskifer.

Glimmerskiferen opptrer mellom Fjordbotneidet og Spanstind og i de høyest beliggende delene av fjellpartiet Trosen–Trondfjell. I Grønnfjell, Botnfjell, Mikkelsfjell og Perfjell inneholder denne glimmerskiferen vekslende mengder av hornblende. Skiferen er massivere enn i lavere nivåer og typisk er kvarts i slirer, linser og årer. De følger lagningen og kan være kuttet av ved små horisontalforskyvninger loddrett på foldningsaksene. Vertikalt stående, 1–2 m brede sprekker med hydrotermalkvarts kan følges i strøkretningen i flere hundre meters lengde. De gjennomskjærer skiferen og er yngre enn all foldning; tektonikken er den samme som i den undre glimmerskifergruppen.

Skifrene er middelskornet med en kornstørrelse på 5 mm maksimalt og et gjennomsnitt på ca. 1 mm. Mineralsammensetningen etter telling av 5 representative slip er:

Tabell 4

Kvarts	45%
Muskovitt	26%
Biotitt	11%
Granat	7%
Kloritt	6%
Plagioklas	3%
Distén	1%
Erts	1%
Sum	100%

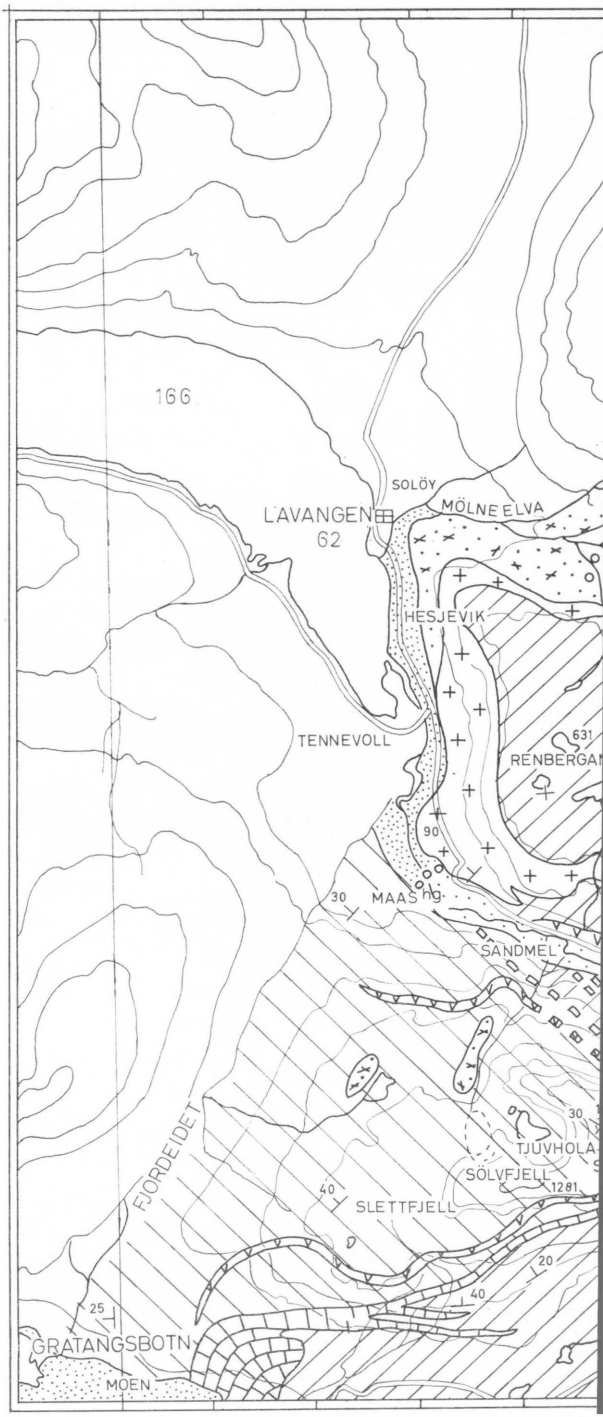
Om mineralene kan nevnes:

Kvarts: Korn større enn ½ mm er sterkt undulerende og ligger med sin største akse i skifrighetsplanet. Ofte er de oppsprukket loddrett på dette.

GEOLOGISK KART
OVER DEN SÖRÖSTRE DEL AV KARTBLAD
SALANGEN

- Granitt (ROMBAKGRANITT)
- Glimmerskifer (ROMBAKGRUPPEN)
- Gneis
- Kalkmarmor
- Kalkmarmor i ur
- Hydrotermal kvarts
- Glimmerskifer (NARVIKGRUPPEN)
- Amfibolitt
- Hornblendeglimmerskifer
- Granitt

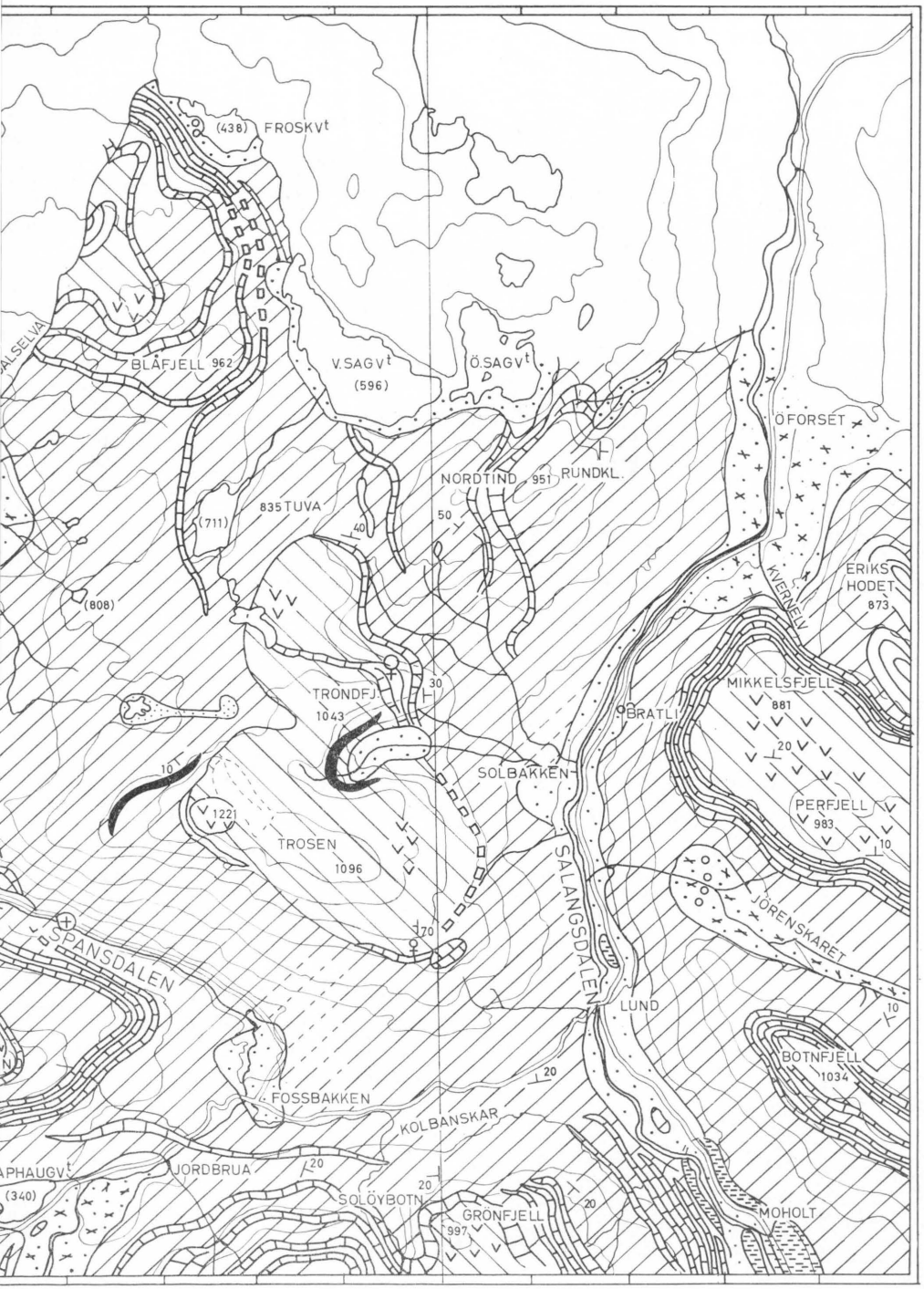
- Morenegrus
- Endemorener
- Elveavleiringer
- Havavleiringer
- Bre
- Strök og fall
- ♀ Kobberkis
- ● Grafitt



0 1 2 3 4 5 Km

7°0' Öst for Oslo

Ekvidistanse = 150m


(438) FROSKVt
BLÅFJELL 962
V.SAGVt (596)
Ö.SAGVt
ØFORSET
NORDTIND 951
RUNDKL.
835 TUVA
(711)
(808)
ERIKS HØDET 873
KVERNELV
MIKKELSFJELL 881
BRATLI
TRONDFJ 1043
SOLBAKKEN
PERFJELL 983
TROSEN 1096
SALANGSDALEN
JØRENSKARET
SPANSDALEN
LUND
BOTNFJELL 1034
FOSSBAKKEN
KOLBANSKAR
JORDBRUA
SOLØYBOTN
GRØNFJELL 997
MOHOLT
(340)
7°20'
7°30'

Muskovitt: Flikete korn i sammenvoksning med kloritt og biotitt.

Biotitt: Pleokroisme: Z=Y=brun. X=lys gulbrun. Randsonene omvandlet til kloritt. Zirkon med halo innesluttet.

Granat: Anhedrale og euhedrale korn med diameter 1–5 mm. Omvandling til kloritt langs sprekker og kanter. Et spektrogram av mineralet fra Spanstind gav følgende data: Mn^{3+}: 0,5–1%, Ca^{2+}: ca. 1%, Mg^{2+}: ca. 1%. Spor av Y^{3+} og Yb^{3+}. Mineralet er altså en normal almandin.

Kloritt: Pleokroisme: Z=Y=lys grønn. X=fargeløs. 2V: positiv, liten. N_y: (1,6210 $\pm$ 0,002). Brytningsindex svarer til et MgO/FeO forhold på ca. 40 Mol% FeO. (Tröger, 1959). Mineralet er overveiende sekundært, omvandlet fra granat og biotitt.

Distén: Porfyroblaster delvis omvandlet til tette aggregater av sericittnåler. 2V: negativ, stor. X/c=2°. Mineralet ligger i skifrighetsplanet og som oftest i kvartsslirene i skiferen.

Plagioklas: Sammensetningen svarer til en albitt.

Ertsen er for det meste magnetitt og aksessorisk finnes epidot og turmalin. Det sist nevnte er diokroittisk i blågrønt (Z) til lys brunt (X).

b) Amfibolittskifer.

I denne glimmerskifergruppe ligger smale amfibolittbenker konkordant med skiferen på sidene og i stadig veksling med denne. Mektighetene er som regel under 5 m; bare de som er større enn dette er tatt med på kartet Pl. I. Amfibolitten er foldet sammen med glimmerskiferen i disharmoniske bøyningsfolder; tensjonskrefter har også virket og gitt en begynnende boudinagestruktur i lagene (Fig. 5). Teksturen er finkornet nematoblastisk med oppknuste hornblendekrystaller innfiltrert i hverandre. Epidot og kvarts opptrer ofte i bånd og gir bergarten et foliert utseende med stor planskifrighet. Mineralsammensetningen er:

Tabell 5

Hornblende	58%
Epidot	17%
Kvarts	12%
Plagioklas.....	10%
Rutil (og titanitt)	2%
Kloritt	1%
Sum	100%

Fig. 5. Amfibolittbånd og et bånd med boudinagestruktur foldet i kvarts-muskovitt skifer. Spanstind

Banded amphibolites and boudinage in folded mica schist. Spanstind.

Om mineralene kan nevnes:

Hornblende: Equidimensjonable anhedrale korn, enkelte med basisflater utviklet. Omvandling til kloritt langs sprekker; dråpeformet kvarts og litt epidot innesluttet. Pleokroisme: Z=blågrønn. Y=grønn. X=lys brun.

N_z: $(1{,}6700 \pm 0{,}002)$

N_x: $(1{,}6540 \pm 0{,}002)$

Dobbeltbrytning: 0,016

Utslukning: $Z/c = (16 \pm 1)^\circ$

$2V_x = 73^\circ$

Plagioklas: Xenoblastiske korn nesten uten tvillinglameller og med uskarpe grenser. Inneslutninger av sericitt og epidot. Oligoklas.

Aksessorier er apatitt og erts.

Amfibolittskiferen holder jeg for å være av suprakrustal opprinnelse. De ofte meget smale konkordante lag i skiferen har skarpe grenser til denne, men hornblendebunter kan også opptre i glimmerskiferen på sidene. Variasjonen i sammensetning langs etter strøket er liten og det at den frie kvarts veksler fra 5–20% er trolig et sekundært fenomen.

Mangelen på biotitt og det lave kali-innhold i det hele gir likevel grunn til en viss reservasjon mot den sedimentogene opprinnelse for amfibolitt-skiferen.

c) Hornblendeglimmerskifer.

I Grønnfjell, Botnfjell og Perfjell fører glimmerskiferen vekslende mengde med hornblende. Ellers har den den samme mineralsammensetning som skiferen i denne gruppe: kvarts-muskovitt-biotitt-granat. Hornblende-innholdet øker oppover fra kalkspatmarmoren som danner grensen til den underliggende glimmerskifer, men økningen er ikke jevn. En kan iaktta hyppige overganger mellom finkornet amfibolitt og skifer med kvarts-muskovitt eller kvarts-albitt med hornblendenåler. Fra en høyde over havet på ca. 900–1000 m har skiferen vært utsatt for sterke tektoniske påvirkninger som har ført til dannelse av en kataklastisk deformert hornblendeglimmerskifer. Dens utseende er preget av den ujevne overflate hvor uorienterte hornblendebunter stikker opp. Kvartslinser og -slirer opptrer hyppig.

Hornblende: Xenomorfe korn med størrelse fra 0,02 mm til 5 mm. Delvis oppknust med omvandling til grønn kloritt. Poikilittiske kvartsinneslutninger og zirkon med halo. Pleokroisme: Z=Y=blågrønn. X= lys brun.

N_z: (1,670 $\pm$ 0,001)

N_x: (1,6540 $\pm$ 0,001)

Dobbeltbrytning: Z/c=17°

$2V_x$=76°

Feltspaten er etter brytningsindex og aksevinkel en albitt-oligoklas. Aksessorisk opptrer apatitt, titanitt, rutil og erts.

Hornblende i kontakt med muskovitt viser ingen reaksjon med dette mineral. Dette er av betydning for bergartenes metamorfosegrad, under forutsetning av likevekt, fordi assosiasjonen grønn hornblende/muskovitt er kritisk for lavere del av epidot-amf. fasies (Strand, 1951). Jeg kommer tilbake til dette under omtalen av metamorfosen.

3. *Intrusive kaledonske bergarter.*

a) Granitt.

Fra fjordbunnen i Lavangen og et par km oppover langs Spansdalens nordlige side står en granitt med vekslende habitus og petrografi i dalsiden. Store partier har en helt hvit farge med glinsende muskovittskikt;

kollen 90 m o.h. nord for Maashaugen gård er et eksempel på dette. Innesluttet og med skarpe grenser til denne ligger en grå granitt som en også kan finne som lag konkordant med skifrene på sidene oppover langs Mølnelva og Styggedalselva. Disse skifrene har da ofte preg av glimmerskifergneis og ligner på de omtalte i Spansdalens øvre del.

Petrografisk er den hvite granitt karakterisert ved et meget vekslende mikroklininnhold og nesten fravær av femiske mineraler. Teksturen varierer fra porfyrisk, med opptil flere dm lange feltspatkrystaller i en sukkerkornig middelskornet grunnmasse, til en xenomorf, granulær tekstur.

Mineralbeskrivelse:

Kvarts: Anhedrale og klare korn, de største en del undulerende og litt oppsprukket.

Mikroklin: Xenoblastiske korn med største lengde funnet i slip: 5 mm. Undulerende og oppsprukket, delvis uten tvillinggitter. Det er tydelig at mineralet har fortrengt plagioklas fordi en finner adskilte rester med frynsete omriss av dette mineral i optisk kontinuitet med hverandre inne i store mikroklinkorn. Mineralet omslutter alle andre mineraler og er derfor yngst.

Plagioklas: Meget stor variasjon i kornstørrelse: fra 20 mm (i slip) til 0,1 mm i grunnmassen. Oppsprukket med forskjellig orienterte korn sammenkittet i hverandre. An-innholdet varierer fra An_0 til An_{10}, altså albitt.

Den grå granitt er homogen og viser ingen foliasjon. En finner linseformede inneslutninger med biotittmasser i den og ptygmatiske kvartsfeltspatårer som skjæres av rettlinjede kvartsårer. I den 10 meter høye veiskjæring sør for Hesjevik veikryss på Tennevoll ble det tatt en prøve av den grå granitten (Nr. I). Analyse, norm og mode av denne og en granitt fra Furulund, Sulitjelma, (Nr. II) (Vogt, 1927 s. 254), er satt opp i de følgende tabeller.

Tabell 6

	I	II
SiO_2	71,92	71,28
TiO_2	0,26	0,48
Al_2O_3	14,29	14,20
Fe_2O_3	0,39	0,76
FeO	1,99	2,46
MnO	0,01	0,04
MgO	0,44	0,68

	I	II
CaO	1,37	1,53
BaO	–	0,09
Na_2O	3,31	2,47
K_2O	5,16	5,36
CO_2	0,07	0,11
P_2O_5	0,08	0,11
S	–	0,03
H_2O (+)	0,47	0,54
H_2O (–)	0,08	0,05
Sum	99,84	100,19

I: S mindre enn 0,01
I: Granitt, Tennevoll. Anal: K. Haugen
II: Granitt, Furulund. (Vogt, 1927, anal. 10 s. 254)

CIPW-norm

	I	II
q	28,81	31,22
or	30,36	31,69
ab	27,82	20,86
an	5.53	6,39
c	1,25	1,98
Σ sal	(93,77)	(92,14)
hy	3,79	4,84
mt	0,67	1,09
il	0,55	0,91
ap	0,25	0,25
pr	–	0,05
Σ fem	(5,26)	(7,39)
$CaCO_3$	0,14	0,25
H_2O	0,55	0,59
Sum	99,72	100,12

Mode-beregninger

	I	II
Kvarts	29,3	32,60
Mikroklin	22,7	30,00
Plagioklas	33,1	18,80

	I	II
Epidot	1,3	0,45
Muskovitt	6,9	3,98
Biotitt	5,3	12,17
Titanitt	0,6	1,17
Apatitt	0,2	0,25
Svovelkis	–	0,05
Magnetitt	0,5	0,40
Kalkspat	0,2	0,25
Sum	100,1	100,12

I et slip av den analyserte prøve er plagioklasens sammensetning $An_{10}Ab_{90}$. En modeberegning av plagioklasens anortittinnhold gav et resultat på 11 Mol% An. I motsetning til den hvite granitt, finner en intet bevis for at mikroklin er det yngste mineral i denne bergart.

Ved siden av biotitt med vanlig brun pleokroisme og inneslutninger av zirkon med halo, opptrer som aksessorier i granittene: epidot med brune ortittkjerner, oppknuste granater, titanitt, erts, kloritt, apatitt og zirkon.

Disse granittiske bergarter er sannsynligvis intrusive. Analysen av granitten fra Tennevoll viser likhet i kjemisk sammensetning med Furulundgranitten fra Sulitjelma. Mineralsammensetningene divergerer ikke vesentlig og granittenes opptreden i marken stemmer bra overens. I Sulitjelma finnes trondhjemittiske bergarter i nær tilknytning til Furulundgranitten. Granittene ved bunnen av Lavangen er ikke funnet å skjære over glimmerskifrene og deres intrusjonsnivå kan ikke observeres. Det ser heller ikke ut til at granittintrusjonene har forstyrret skifrenes lagstilling i vesentlig grad og at de derfor har hatt karakter av injeksjoner. Den hvite granitt har fått sitt mikroklininnhold ved en K_2O-metasomatose og har opprinnelig vært av en trondhjemittisk sammensetning. En sterk tektonisk påvirkning i denne undre del av lagrekken kan være årsak til metasomatosen og til granittens varierende tekstur.

b) Amfibolitt

For helhetens skyld skal kort omtales en liten amfibolittkuppe ved Sandmel i Spansdalen (Pl. I.). Som ellers i dalen er bergarten tektonisert med kvartsårer og lyserøde mikroklinlinser, særlig på grensene til glim-

merskiferen på sidene. Amfibolitten er nærmest en hornblenditt fordi den foruten hornblende inneholder under 10% plagioklas. Epidotmineraler mangler.

Et interessant forhold mellom tre av mineralene i bergarten skal omtales. I den ene delen av et slip fører hornblenden inneslutninger av små titanitt- og ilmenittkorn, men bare den sistnevnte erts i den andre del. På overgangssonen går den grønne hornblenden over til å bli brun med en grønn randsone; altså nettopp der hvor titanittkornene forsvinner. Dette kan oppfattes slik som Gustavson gjorde det for en brun hornblende fra Børgefjell (Gustavson og Grønhaug, 1960). Han viste at hornblendens brune farge kan skyldes et større titan-innhold i denne, enn i den grønnfargede.

IV. Metamorfosen.

I det undersøkte område er følgende mineralassosiasjoner vanlige å finne i bergartene:

kvarts, muskovitt, biotitt, granat (glimmerskifer)
kvarts, mikroklin, albitt, biotitt (granitt, gneis)
hornblende, epidot, oligoklas, kvarts (amfibolitt)
biotitt, hornblende, andesin, kvarts (gabbro)
kvarts, hornblende, muskovitt, granat, biotitt (hornblendeglimmerskifer)
kvarts, hornblende, muskovitt, granat, biotitt (hornblendeglimmerskifer)

Gneisbergartene, som fører albitt i likevekt med epidot, befinner seg i grønnskiferfasies. At en har hatt en sterkere metamorfose går imidlertid fram av at så vel biotitt-isograden som granat-isograden er overskredet i området. De granittiserte sedimentene har hatt en sammensetning med et for lite CaO-innhold til at en mere basisk plagioklas kunne bli dannet.

I hornblendeglimmerskiferen er det kjemisk likevekt mellom hornblende og muskovitt. Som nevnt er denne kombinasjonen kritisk for lavere del av epidot-amfibolittfasies. (Strand, 1951).

I reaksjonssonen i kalkmarmoren har en fått dannet diopsid ut fra tremolitt, kalkspat og kiselsyre. Ramberg (1952) oppfatter denne reaksjon som kritisk for overgangen fra epidot-amfibolittfasies til amfibolittfasies under forutsetning av ren tremolitt i reaksjonsligningen. Diopsiddannelsen forutsetter en temperaturstigning, men på den annen side er mineralet mer avhengig av sitt kjemiske miljø enn av de temperatur- og

trykkforhold som hersket under metamorfosen (Turner og Verhoogen, 1960). Barth (1952) setter en så lav temperatur som 270° C for den nevnte reaksjon. At diopsid opptrer i marmoren betyr derfor ikke at en nødvendigvis har hatt en høyere metamorfosegrad i reaksjonssonen enn ellers i området.

Stressvirkningene i feltet har gitt bergartene deres krystallisasjonsskifrighet og sterke folder. Distén er et mineral som lettere dannes under stress (Barth, 1952), men om det også krever en høyere temperatur er usikkert fordi det også er funnet i pegmatittganger. I glimmerskiferen finner en mineralet vesentlig i kvartsslirene og jeg tror derfor ikke at distén indikerer en høyere metamorfosegrad enn hva de andre mineralassosiasjonene forteller om. Trolig har et aluminiumoverskudd vært årsaken til at mineralet krystalliserte ut i kvartssekresjonene under foldningene.

Almandin-amfibolittfasies omfatter både epidot-amfibolitt- og amfibolittfasies, og grensen til grønnskiferfasies er satt ved An_{10} (Turner og Verhoogen, 1960). Konklusjonen på disse betraktninger blir da at bergartene befinner seg i den lavere del av almandin-amfibolittfasies.

V. Strukturgeologi.

Håfjellsmulden er et forholdsvis regelmessig synklinorium uten vesentlige repetisjoner i lagrekken. (Foslie, 1949). Den kan ved hjelp av en rekke jernmalm- og kvartsitthorisonter følges nordover og inn på kartbladet Salangen. Vestlige partier av det kartlagte området danner en fortsettelse av muldens østlige flanke. Strøk-fall diagrammet, fig. 6, er i samsvar med dette fordi det viser et maksimum for strøk mot nordnordøst og fall mot vest. Fig. 1 viser en slik typisk lagstilling for de vestlige deler av feltet. Jo lenger øst en kommer, jo mere varierer strøk og fall, og mot kartbladgrensen opptrer svevende lagstillinger.

Fig. 6 viser et mindre markert maksimum for nordvestlig strøk (ca. 130°–140°). De foldningsakser en kan måle i felt faller sammen med de to nevnte maksima for strøk-fall observasjonene. Aksene faller lite, fra 10°–30°, vanligvis mot nordnordøst og nordvest, men også i motsatt retning. Det kan ofte iakttas hvorledes disse to foldningsretningene, den ene etter fjellkjedestrøkets hovedretning, den andre etter tverrfoldningsretningen, går gradvis over i hverandre innen små områder. At en har hatt en ca. sørøstlig transportretning i disse områder synes klart ut fra tidligere undersøkelser så vel på norsk som på svensk side av grensen

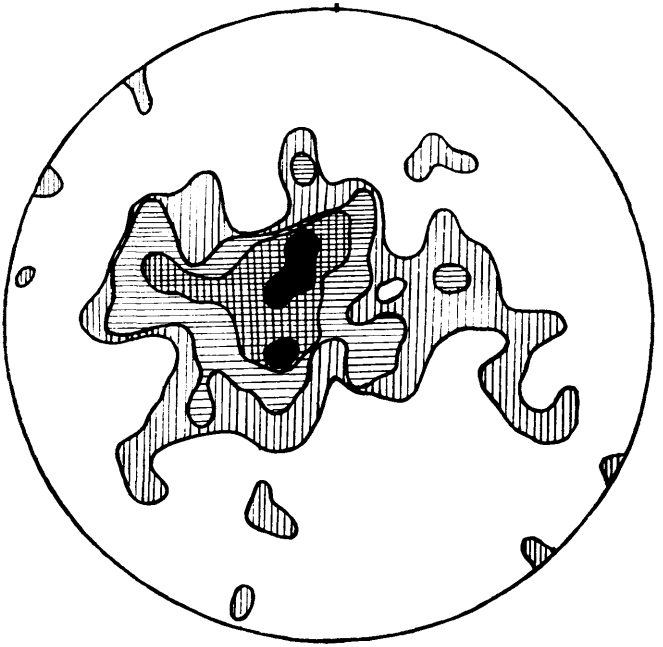


Fig. 6. 100 strøk-fall målinger. Schnidts nett, øvre halvkule.
Konturer: 3 %, 3–6 %, 6–9 %, 9–12 %.

Strike and dip observations (100) from the described area.
Equal area projection, upper hemisphere. Contours: 3 %, 3–6 %, 6–9 %, 9–12 %.

(Vogt, 1941; Lindström, 1958). M. Lindström mener likevel å kunne påvise flere distinkt adskilte deformasjonsfaser med andre transportretninger enn den sørøstlige i de undersøkte områder i Svensk Lappland.

Forskjellige ujevnheter i grunnfjellsunderlaget, eller fremtrengning av eruptiver i en senere fase av fjellkjedefoldningen (Landmark, 1951), kan være årsak til at transportretningen senere er blitt endret. Derved kan foldning etter tverrfoldningsretningen ha funnet sted. Muligens har grunnfjellet senere beveget seg under en yngre fase av foldningene (Vogt, 1941). Derved kan det være blitt dannet «skinner» i grunnfjellsunderlaget som tverrfoldningen har fulgt. I så fall er denne, i følge Vogt og Landmark, yngst.

Det eneste grunnfjellsområdet på feltet, vinduet i Salangsdalen, har ikke gitt noen data til belysning av underlagets betydning for foldningstektonikken i området.

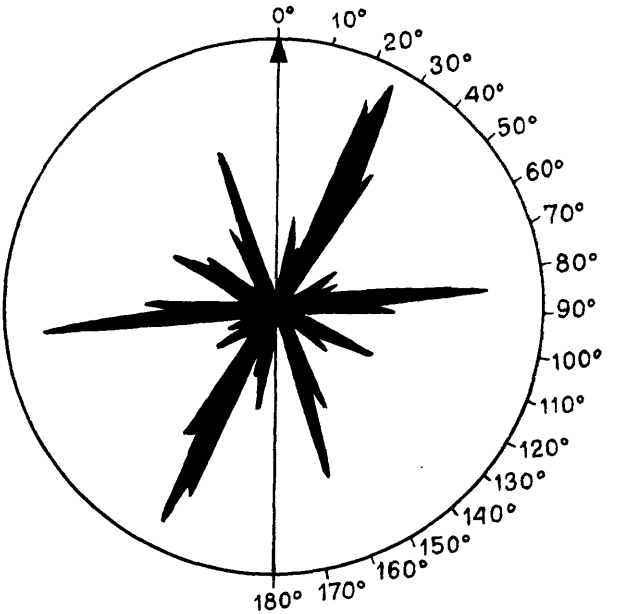


Fig. 7. Sprekkeretninger. Ca. 70 observasjoner, delvis fra flyfoto.

Joint directions from the described area. Ca. 70 measurements, in part from air photographs.

Sprekker.

Diaklasrosen for sprekker (fig. 7) viser et markert maksimum på ca. 25°, og dette stemmer overens med strøk-fall diagrammets maksima som viser fjellkjedens hovedretning. Sprekkene opptrer tydelig i glimmerskifrene og enkelte kan følges opp til 1 km på snaufjellet. Disse strøksprekkene er trolig tensjonssprekker dannet ved avlastning etter at et stressfelt har opphørt å virke (de Sitter, 1956).

Et sprekkemaksimum på ca. 85° er funnet i gneisene og de granittiske bergarter i Spansdalen. Mens de andre sprekker er loddrette, kan disse opptre med 60°–70° vestlig fall. Dette maksimum, og det mindre markerte på ca. 160° fra målinger i glimmerskifer, ligger symmetrisk om det først nevnte maksimum på ca. 25°. Ramberg (1943) tolker sprekker fra Vestranden som danner ca. 60° med foldingsaksene som tverrsprekker dannet ved horisontalforkastninger. Den av Vogt (1941) omtalte horisontale sirkulære forkastning i Tjeldsundet i Ofoten har trolig sin fortsettelse i Astafjorden som ligger vest for området beskrevet i dette arbeid.

De to mindre markerte maksima for sprekker, som ligger symmetrisk om det markerte maksimum på ca. 25°, kan etter dette tolkes som skjærsprekker for denne nordnordøstlige horisontale forkastning lenger vest.

Til slutt skal nevnes at det ikke er observert sprekker som er foldet i feltet; tensjonssprekkene må derfor være dannet under eller etter fjellkjedefoldningen.

Overskyvninger.

Et vesentlig spørsmål er om den sørøstlige transportretning også har gitt større overskyvninger i området. Jeg har ikke kunnet påvise et skyveplan nær over grunnfjellet slik som Vogt (1922, 1941) antar for området omkring Ofotfjorden. Under skyveplanet, ved grensen til grunnfjellsvinduene i indre Troms, finnes lavmetamorfe skifre og sandstener. Skifrene over grunnfjellet på kartbladet Salangen er derimot sterkere metamorfosert.

Høyere oppe i lagserien har det foregått horisontale bevegelser. Den delvis dolomittiserte kalkbenk i Trondfjell er helt oppknust sørøst for Trosen hvor en finner kvartsklumper med kobber- og magnetkis spredt omkring i grå kalkmarmor. Det ligger nær å tro at en har for seg samme kalkbenk som i Trondfjell hvor kisen lå i hydrotermalkvarts i benken (side 85). I de øvre partier av Grønfjell, Mikkelsfjell og Perfjell viser den oppknuste hornblendeglimmerskifer at det har foregått horisontalbevegelser i bergartene. Denne skifer og den omtalte kalkmarmorbenk ligger i omtrent samme høyde på hver sin side av Salangsdalen. Konklusjonen på dette blir da at en kan ha hatt en overskyvning av den øvre del av sedimentpakken over den nedre. Sannsynligvis er denne bevegelse av lokal karakter uten forbindelse med den store overskyvning i indre Troms.

VI. Bergartenes alder og stratigrafi.

De omtalte metamorfe sedimentære bergarter blir av samtlige norske geologer betraktet som kambro-siluriske. Det er nå også den alminnelige oppfatning at det underliggende Rombak-vinduets bergarter er prekambriske. Granitten og gabbroen i Salangsdalen holder jeg for å være av samme alder. En nærmere bestemmelse av de enkelte bergarters alder er usikker fordi eventuelle fossiler er utslettet og gode ledehorisonter mangler.

Kobberkisskjerpet ved Solbakken har samme forekomstmåte som

Melkedalen gruve (Foslie, 1946). Denne gruven ligger i Melkedalskalken med kisen konsentrert langs glideslepper i dolomitt. Foslie, (1946) mener benken er blitt dolomittisert før kisdannelsen og glidebevegelsen; dette vil øke sjansen for at et skyveplan kan gå i benken fordi dolomitt reagerer mindre plastisk på stresskrefter enn kalkspatmarmor.

Vogt (1922) jevnfører Rombak- og Narvikgruppen med Rørosgruppen i Trondhjemsfeltet. Hvis dette er riktig, er den undre glimmerskifergruppe på det undersøkte området avsatt i tidsrommet fra midtre til øvre kambrium og den øvre gruppen på overgangen kambrium-ordovicium. Amfibolittskiferen kan da jevnføres med Størens basaltiske lavaer fra undre ordovicium.

Lagmektighetene avtar mot nord i Håfjellsmulden, men på grunn av de sterke foldningene og skyvningene er det ikke mulig å gi noen mektighetsangivelser av verdi for det undersøkte området.

Varierende forhold under sedimentasjonen, som har gitt seg utslag i stadige vekslinger mellom smale kalkmarmorlag og glimmer-skifer, synes å tyde på at en befinner seg i et geosynklinalbekken. Som årsak til de store variasjonene kan en forslagsvis tenke seg at barrierene mellom de enkelte bassenger raskt har forandret seg. En har med andre ord ikke hatt med et «trau» å gjøre, men med et bekken med skiftende topografi.

Litteratur.

Barth, T. F. W., 1952. Theoretical Petrology. New York.

Foslie, S., 1946. Melkedalen grube i Ofoten. N.G.U. 169.

— 1949. Håfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jern-mangan-malmer. N.G.U. 174.

Gustavson, M. og *A. Grønhaug,* 1960. En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgefjell. N.G.U. 211.

Landmark, K., 1951. Tverrfoldning i den kaledonske fjellkjede. N.G.T. 29.

Lindström, M., 1958. Tectonic Transports in three small Areas in the Caledonides of Swedish Lapland. Lund, nr. 42.

Pettersen, K., 1887–1889. Den nord-norske fjeldbygning. Tromsø Museum X, XI og XII.

Ramberg, H., 1943. En undersøkelse av Vestrandens regionalmetamorfe bergarter. N.G.T. 24.

— 1952. The Origin of Metamorphic and Metasomatic Rocks. Chicago.

Reynolds, 1946. The Sequence of Geochemical Changes leading to Granitization. Quartz. Soc. of London, 102, p. 389–446.

Strand, T., 1951. The Sel and Vågå Map areas. N.G.U. 178.

de Sitter, L. U., 1956. Structural Geology. New York.

Tröger, W. E., 1959. Optische Bestimmung der Gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart

Turner, F. J. og *J. Verhoogen,* 1960. Igneous and Metamorphic Petrology. New York.

Vogt, Th., 1922. Bidrag til fjellkjeddns stratigrafi og tektonikk. G.F.F. 44.
— 1927. Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. N.G.U. 121.
— 1941. Trekk av Narvik–Ofoten-traktens geologi. N.G.T. 21.
— 1950. Geologisk kart Narvik. N.G.U.
Wahlstrom, E. E., 1959. Optical Crystallography. New York.
Winchell, A. og *H. Winchell*, 1951. Elements of Optical Mineralogy. New York.

En petrografisk-mineralogisk undersøkelse i området syd for Majavann, spesielt granaters sammensetning under regional metamorfose.

Av
AUGUST L. NISSEN

Innhold.

	Side
Innledning	104
I Tidligere undersøkelser	104
II Berggrunnen	106
1. Glimmergneisene	107
a. Biotittgneis	107
b. Biotitthornblendegneis	109
c. Biotittmikroklingneis	110
d. Foldet glimmergneis	113
2. Granatglimmerskifer	117
a. Granatbiotittskifer	118
b. Granatmuskovittskifer	118
Glimmergneisenes og granatglimmerskifrenes dannelse	120
3. Marmor	121
4. Granodiorittisk gneis	122
Dannelsen av granodiorittisk gneis	124
5. Amfibolitt	125
a. Granatamfibolitt	126
b. Amfibolitt i de nordvestligste strøk	127
c. Båndet amfibolittisk gneis	128
d. Amfibolitt innesluttet i granodiorittisk gneis	129
e. Amfibolitt i de østligste strøk	130
Amfibolittenes dannelse	132
6. Tremolittsten	133
7. Olivinsten	134
8. Trondhjemitt	135
9. Lys granodioritt	138
III Metamorfosen	140
IV Granater	143
V Aldersforholdet mellom bergartene	152
VI Summary	155
Litteraturliste	157

Forord.

I løpet av somrene 1958, 1959 og 1960 utførte jeg geologisk kartlegging for Norges geologiske undersøkelse i traktene syd for Majavann. Tidligere direktør Sven Føyn og nåværende direktør Harald Bjørlykke lot meg

benytte det innsamlede materiale til en hovedoppgave i geologi, som dette arbeidet er et sammendrag av. Jeg vil få takke dem begge for dette. Professor Trygve Strand, professor Ivar Oftedal og statsgeolog O. A. Broch må jeg få takke så meget for deres kritikk av min oppgave.

Videre vil jeg rette en takk til statsgeolog Magne Gustavson for verdifulle råd under bearbeidelsen av arbeidet og til geolog Henri Barkey og vit.ass. Boye Flood for deres hjelp med det engelske summary.

Innledning.

Det undersøkte område ligger dels i Nord-Trøndelag og dels i Nordland fylke, i den vestlige del av kartblad Børgefjell J 19.

I nord er det begrenset av bredde 65° 10′, i vest av kartgrensen, i øst av meridian 2° 44′ øst for Oslo og i syd av en linje ca. 2° 30′, 64° 58′–2° 44′, 65° 1′.

Jernbanen og riksvei 50 går langs Namsen nordover til 65° 4′ ½, videre mot nord langs Smalvannet til Majavann.

Foruten disse to hovedtrafikkårene finnes enkelte østvestgående mindre veier.

Bosetningen er for det meste langs riksveien.

Hensikten med arbeidet, var ved siden av å få en mest mulig detaljert kartlegning av bergartene innen området, dessuten å oppnå tilknytning til det geologisk kartlagte område i nord (Gustavson & Grønhaug 1960) og i syd og øst (Foslie og Strand 1956).

I. Tidligere undersøkelser.

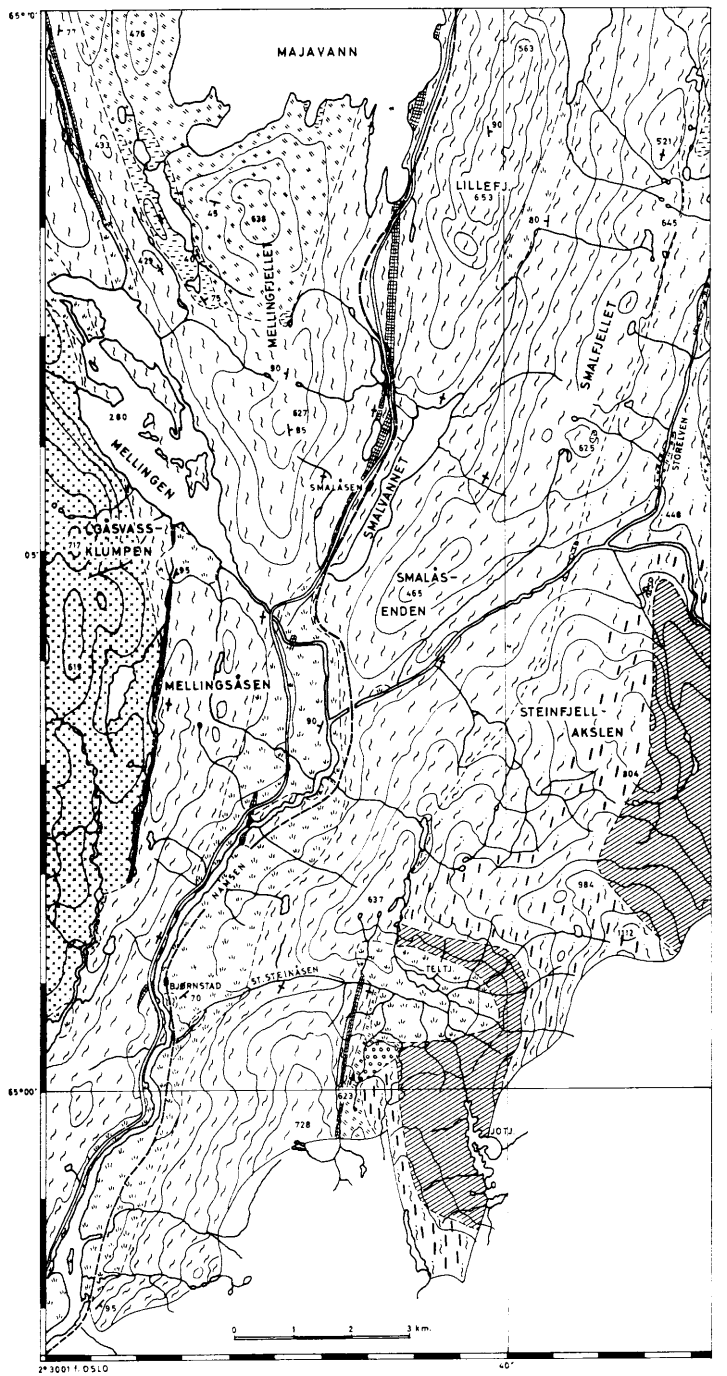
I 1831 ble traktene syd for området undersøkt av Keilhau, under hans reise i Nord-Trøndelag og Jemtland. Hauan foretok undersøkelser på Leka og i Bindalen i 1873 og tok også da en tur til den øvre del av Namdalen og Majavann. Samme år gikk han også fra Tomasvann til riksgrensen. Hauans iakttagelser ble benyttet av Kjerulf i hans arbeide «Om Trondhjems stifts geologi» og til det geologiske kart som ble utarbeidet av både Kjerulf og Hauan.

Suhrland besøkte Tomasvann i 1843, under sin reise i Helgeland.

Somrene 1874 og 1875 gjorde Corneliussen lange reiser i Nordland.

I 1907 undersøkte G. Holmsen traktene nordøst for området, og kartla også da bergartene omkring Tomasvann.

Tidligere var det bare de perifere deler som var blitt undersøkt, men i 1908 kartla Oxaal området fra feltets vestgrense inn til riksgrensen.



GLIMMERGNEIS
Micaceous gneiss

FOLDET GLIMMERSKIFER
Folded micaceous gneiss

GRANODIORITTISKE SLIRER OG LINSER
Granodioritic veins and lenses

LYS GRANODIORITT
Light granodiorite

TRONDHJEMITT
Trondhjemite

GRANODIORITTISK GNEIS
Granodioritic gneiss

PORFYRGRANITTISK GNEIS
Porphyritic granite gneiss

AMFIBOLITT
Amphibolite

MARMOR
Krystalline limestone

OVERDEKKE
Drift

STRØK OG FALL
Strike and dip

Rekstad utga i 1910 et kart med beskrivelse over Bindalen og Leka, basert på iakttagelser av T. Vogt og han selv, og i 1924 utga samme forfatter kart og beskrivelse til det geologiske generalkart over Hattfjelldalen, hvor da feltet utgjør det sydvestligste hjørne av dette.

Somrene 1921, -22, -24, -26 og 1930–31 kartla Foslie området Namsvann og Frøyningsfjell, men da han kun hadde fått publisert en liten del av sine arbeider før sin død i 1951, ble dette materiale bearbeidet og utgitt av Strand i 1956 (Foslie og Strand 1956). Strand kartla også den sydøstligste del av Helgeland somrene 1951–1954. (Strand 1953 og 1955.)

Strands arbeider omhandler for en vesentlig del de lavmetamorfe bergarter under skyveplanet.

Av senere arbeider som kun behandler de høymetamorfe bergarter er Liens hovedoppgave fra 1956 i de vestlige deler på kartblad Hattfjelldal, foruten at Gustavson og Grønhaug kartla traktene like nord og nordøst for mitt eget område somrene 1957–58 (Gustavson & Grønhaug 1960).

II. Berggrunnen.

Områdets berggrunn består av høymetamorfe bergarter, først og fremst av sedimentær opprinnelse, men også for en stor del av sure og basiske eruptiver av kaledonsk alder. Sedimentene er glimmergneiser, kalksilikatbergarter, krystallinske kalker og kvartsitter.

De sure eruptivene omfatter trondhjemitten i Gåsvassklumpen lengst vest i området og granodiorittmassivet i sydøst.

De basiske eruptivene består av amfibolitter og serpentinitter. Vanligvis har de meget liten utbredelse, og fremgår derfor ikke alltid av kartet.

Bergartene innen området har en temmelig enhetlig tektonisk og petrografisk karakter. De danner fortsettelsen av det nordenfor liggende Seterfjelldekket (Gustavson & Grønhaug 1960). Hva angår alderen av bergartene, kan man ikke si noe sikkert om den. Seterfjelldekket ligger over Kvigtinddekket i øst, som av Gustavson og Grønhaug er parallellisert med Rørvikavdelingen i det lavmetamorfe strøk i øst (Foslie & Strand 1956). Rørvikavdelingen er videre parallellisert med Støren-gruppen i Trondhjemsfeltet og er antageligvis av tidlig ordovicisk alder (Strand 1958).

Angående stratigrafien er det meget vanskelig å danne seg noen mening om den, på grunn av glimmergneisenes høye metamorfose, og at man sjelden finner gode ledehorisonter.

1. *Glimmergneisene.*

Glimmergneisene omfatter: biotittgneis, biotitt-hornblendegneis, biotitt-muskovitt-gneis, granat-porfyroblast-gneis og plagioklas-porfyroblast-gneis.

Det karakteristiske ved glimmergneisene er et temmelig høyt innhold av glimmer og da særlig biotitt, men der er også typer som har ganske meget muskovitt. Vanligvis er også plagioklasinnholdet høyt. I de muskovitrike typene er plagioklasinnholdet meget lavere, foruten at de ofte har granatporfyroblaster.

Den mørke fargen og den vanligvis tydelige planskifrighet er karakteristisk for glimmergneisene. Enkelte typer er sterkt foldet, disse er samtidig injisert med granittisk materiale.

Innleiret i glimmergneisene finner man først og fremst lag av kalkmarmor, men også en del kvartsitt.

a. Biotittgneis.

Den vanligste typen av glimmergneisene er biotittgneis, den finnes overalt i glimmergneisenes område. Mineralsammensetning: Kvarts, plagioklas An_{33}–An_{46}, biotitt, muskovitt.

Aksessoriske: Kloritt, epidot, apatitt, zirkon, granat, turmalin, orthitt, kalkspat, erts.

Tabell I – *Den kvantitative mineralsammensetning i tre slip er målt ved punkttelling, 500 punkter i hvert slip. Prosentfordelingen er følgende:*

	Nr. 766 2° 32′ 1/3 65° 7′ 5/6	Nr. 730 a 2° 34′ ½ 65° 4′ ½	Nr. 730 b 2° 34′ ½ 65° 4′ ½
Kvarts	26	33	36
Plagioklas	38	35	23
Biotitt	34	22	39
Muskovitt	x	5	x
Erts	x	3	1
Andre min.	2	2	1

x betegner meget små mengder.

Biotittgneisen er en mørk grønn, fin- til middelskornet bergart. Grensen mellom fin- og middelskornet materiale er ofte knivskarp.

Vanligvis har biotittgneisen et skifrig utseende, med jevn fordeling av

mineralene. Kløvningen er imidlertid ikke alltid så markert. Bergarten kan også ha et båndet utseende, med veksling av lyse feltspatrike og mørke glimmerrike bånd (0,5 m–1 cm brede).

Parallelt med skifrigheten finner man ofte lag med kvarts, disse kan være opptil 3 mm brede. I slip ser man tydelig parallellorienteringen av biotittkornene.

Plagioklasen opptrer vanligvis i friske korn, men er av og til sterkt sericittisert, ofte i striper langs tvillinglamellene. En svak og uregelmessig sonarbygning er alminnelig.

I et slip av finkornet biotittgneis opptrer foruten den vanlige, en markert sonarbygning. Begge typer kan opptre i samme korn. Kornene har en indre basisk sone (An_{46}) med et avrundet omriss. Denne er omgitt av en smal surere rand (ca. An_{34}), med et mere uregelmessig omriss. Angehalten er synkende mot ytterkanten i denne randen. Tvillinglameller og spalteriss fortsetter uforstyrret ut i den ytre sone. Foruten at man finner disse kornene spredt i slipet, så forekommer de særlig hyppig langs den ene randen til et av kvartslagene.

Både i sistnevnte slip og et annet, kan plagioklaskornene være gjennomsatt av årer med surere plagioklas, på tvers av skifrigheten.

Den markerte sonarbygning og årene kan opptre i samme korn. Årene opptrer ofte i forbindelse med sericittisering og inneslutninger av muskovitt og kalkspat i plagioklas.

Inneslutninger i plagioklas er ellers kvarts, biotitt, muskovitt, epidot med orthitt-kjerne og kalkspat.

Biotitt: Inneslutninger av runde zirkonkorn med sterk pleokroitisk halo er vanlig. Orthitt-korn med smal rand av epidot rundt gir også pleokroitisk halo.

Muskovitt: Forekommer som oftest sammen med kloritt og erts.

Kloritt: Opptrer sammen med biotitt og muskovitt.

Epidot: Har ofte runde inneslutninger av orthitt.

Granat: Har inneslutninger av kvarts, biotitt og erts.

Turmalin: Har inneslutninger av kvarts, erts og apatitt.

Betrakter man igjen forannevnte slip med finkornet biotittgneis (mineralsammensetning se tabell I, slip nr. 730 b.), finner man at den hyppige utvikling av sonar plagioklas langs kvartslamellen samtidig er fulgt av klorittisering av biotitt og rikere ansamling av muskovitt og kalkspat.

I slip nr. 730 b er det to generasjoner med mineraler. Den yngre omfatter kloritt, surere plagioklas enn forøvrig, muskovitt, sericitt og kalk-

spat. Disse mineralene synes å være dannet i forbindelse med tektoniske bevegelser etter biotittgneisens dannelse. Langs tektoniske plan, både i skifrighetens retning og på tvers av denne har man fått krystallisasjon av disse mineralene. Muskovitt og kalkspat kan være omkrystallisert, kalkspat kan også være tilført i løsning.

Man kunne tenke seg dannelsen av disse yngre mineralene hvis følgende betingelser var til stede: langs de tektoniske plan har man fått et øket vanndamp- og CO_2 trykk. Biotitt har da reagert med vann og har gitt kloritt. Plagioklas er blitt omkrystallisert og har gitt en surere plagioklas. Anortitt som derved er frigjort, har reagert videre med vann foruten de tiloversblevne produkter fra dannelsen av kloritt. Dette har gitt muskovitt foruten kalsium. Kalsium har så til slutt reagert med CO_2 og har gitt karbonat.

b. Biotitthornblendegneis.

I de vestligste deler av området finner man ofte glimmergneis med vekslende mengder av Ca-holdige mineraler.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas, An_{43}–An_{44}, biotitt, hornblende (÷) Z/c = 24°–29°, epidot (÷) Z/a = 27°.

Aksessoriske: Kloritt, titanitt, apatitt, zirkon, sericitt, granat, muskovitt, kalkspat, rutil, erts.

Tabell II.

	Nr. 729 2° 34′ ⅔ 65° 4′ ½	Nr. 757 2° 32′ ½ 65° 1′ ½
Kvarts	22	17
Plagioklas	33	56
Biotitt	28	18
Hornblende	11	4
Epidot	x	4
Kloritt	4	x
Andre min.	2	1

x betegner meget små mengder.

Biotitthornblendegneisen er en fin- til middelskornet bergart, mørk gråfarget. Det er vanskelig i felt å skille den fra biotittgneisen. Bergarten er ofte skifrig med parallellorientering av biotittflakene og hornblende-

nålene. Den kan også være båndet med veksling av lyse og mørke bånd (1–3 cm brede) rike på henholdsvis plagioklas, kvarts og biotitt, hornblende. Porfyroblastisk struktur med opptil 1 cm store plagioklasindivider sees ofte. Hornblendekrystallene kan være opptil 3 mm store. Ellers er kornstørrelsen vanligvis 0,2–1 mm.

Kvarts opptrer vanligvis sammen med plagioklas.

Plagioklasen er av og til sterkt sericittisert. Innesluttet finnes runde kvartskorn, biotitt, zirkon og apatitt.

Biotitt har ofte innesluttet zirkon med sterk pleokroitisk halo. Inneslutninger av epidot har svak pleokroitisk halo.

Hornblende er ofte sammenvokst med biotitt. Innesluttet finnes biotitt, apatitt og titanitt.

Epidot kan ha rund kjerne med orthitt. I prøve nr. 757 finnes dessuten opptil 1,5 mm store poikiloblaster med inneslutninger og innvoksninger av kvarts, biotitt og plagioklas. Epidot er her også av og til symplektitisk sammenvokst med vermikular kvarts. Denne typen har imidlertid ikke inneslutninger av orthitt.

Kloritt opptrer sammen med biotitt. Den finnes også langs randen av granat, eller på sprekker gjennom granat sammen med epidot, finskjellet muskovitt og erts.

Muskovitt opptrer i finskjellete korn, vanligvis mellom tilstøtende plagioklaskorn.

Etter metamorfosen kunne man tenke seg diaftorese under øket vanndamp- og CO_2 trykk. Under disse betingelser er en del av biotitten blitt klorittisert. Derved er kalium blitt frigjort og er gått med til dannelse av sericitt og muskovitt. Videre er kloritt, muskovitt og epidot dannet på sprekker i granat.

Symplektitisk epidot kan være dannet av plagioklas (Vogt 1927, s. 434). Etter Vogt er klinozoisitten myrmekittisk sammenvokst med et fargeløst mineral, og han mener at dette sannsynligvis er albitt. Hva mine egne bergarter angår, finner jeg at denne typen epidot alltid er sammenvokst med kvarts. Kalkspat er også sannsynligvis dannet under diaftoresen.

c. Biotittmikroklingneis.

Biotittmikroklingneis finnes i den nordlige del av området, på sydøstsiden av Lillefjell. Man finner her flere store blotninger langs veien til gårdene Sole og Vårtun.

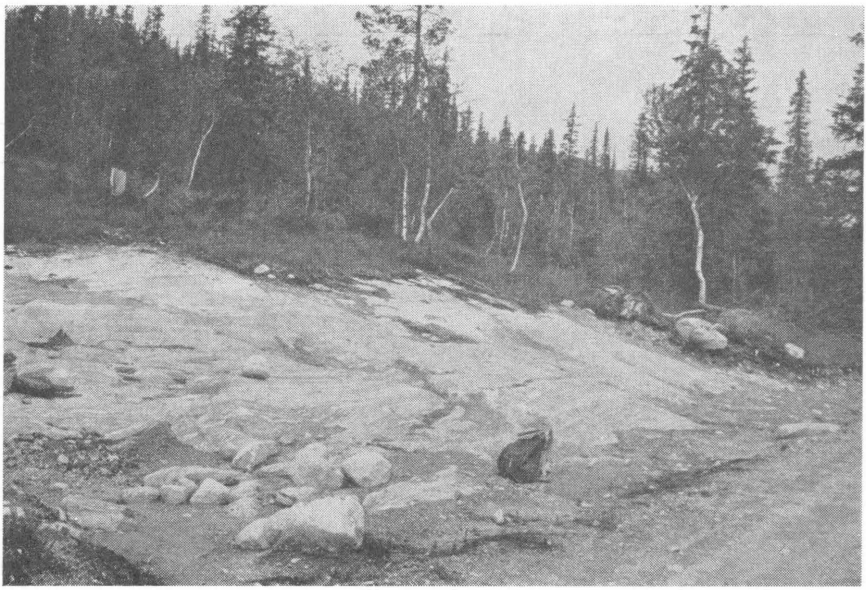


Fig. 1. Biotittmikroklingneis sydøst for Lillefjell.

Biotite-microcline gneiss southeast of Lillefjell.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas, An_{28}, kalifeltspat, biotitt, $n_z = 1{,}619$ målt med Berek-kompensator blir dobbeltbrytningen 0,047, d.v.s. MgO:FeO er ca. 2:1, granat, zoisitt (+) målt med Berek-kompensator blir dobbeltbrytningen ca. 0,012, muskovitt, apatitt, kloritt, zirkon, erts og grafitt.

Tabell III.

	Nr. 916 2° 40′ 65° 7′ ½
Kvarts	46
Plagioklas	15
Kalifeltspat	11
Biotitt	18
Muskovitt	6
Granat	3
Andre min.	1

Biotittmikroklingneisen er en båndet gneis, bestående av en mørk grå biotittrik grunnmasse, med lyse kvarts- og kalifeltspatrike bånd. Båndene er 1–20 cm brede.

Granatporfyroblaster i de biotittrike deler er karakteristisk for bergarten. Porfyroblastene er vanligvis 3 mm store, de største er opptil 1 cm.

Biotittkornene har en tydelig parallellorientering. Plagioklaskornene kan være opptil 2,5 mm store, kornstørrelsen er ellers 1,5–0,2 mm.

Kvarts har sterkt undulerende utslukning.

Plagioklas har inneslutninger av biotitt, zirkon og kvarts. På grensen mot kalifeltspat opptrer myrmekitt. Plagioklasen er også en del sericittisert.

Kalifeltspat opptrer i to typer. Den ene er mikroklinperthitt (strengperthitt). Den viser av og til undulerende utslukning. Mikroklingitteret er dårlig utviklet. Blant korn av denne typen forekommer også de største individene.

Den andre typen er ikke-perthittisk mikroklin. Mikroklingitteret er tydelig. Mikroklin finnes av og til innesluttet i mikroklinperthitt sammen med rester av plagioklas. Mikroklinperthitten er også ofte omgitt av en rand med plagioklasrester. Kalifeltspaten opptrer vanligvis i kvartsbåndene som mer eller mindre tydelig linseformete korn.

Biotitt viser ofte undulerende utslukning. Innesluttet finnes små runde zirkonkorn med sterk pleokroitisk halo.

Granat opptrer i avrundete eller uregelmessige, kataklastiske korn. Den er nesten alltid omgitt av en rand med finskjellet muskovitt og kloritt. Innesluttet finnes runde kvartskorn og biotitt.

Zoisitt opptrer i aggregater blant biotitt. Har alltid en rand med finskjellet muskovitt.

Følgende tre muligheter for bergartens opprinnelse er bl. a. tilstede:

1. En kvartsrik tuff eller surt glass.
2. En feltspat- og kvartsrik arkose.
3. Et kvartsrikt sediment, hvor kalium er tilført under metamorfosen.

Det er ikke noe spesielt som tyder på en effusiv karakter av det opprinnelige materiale.

Den andre muligheten synes å ha mere for seg.

Imidlertid er det ting som taler for at kalium er tilført. Plagioklasen er tydelig oppspist av kalifeltspat, og man finner rester av plagioklas i kalifeltspat. Dannelsen av myrmekitt kan tyde på det samme (Drescher–Kaden 1948).

Nord for området har Gustavson & Grønhaug (1960) påvist en skyvesone, som hvis den trekkes videre mot syd, vil fortsette i østskråningen av Lillefjell. De forteller at de oppknuste bergartene i skyvesonene vanligvis inneholder en del mikroklin. Også i glimmergneisene på siden av sonene finnes av og til mikroklin, men innholdet av mineralet avtar raskt til siden.

Jeg har selv ikke kunnet påvise skyvesonen, men det er imidlertid meget overdekket her. Mikroklininnholdet i bergarten i denne delen av området kan taes som et indisium på at skyvesonen fortsetter i østskråningen av Lillefjell.

Dietrich (1963) har tatt for seg forskjellige områder med båndete gneiser, og mener at båndingen i nesten alle de observerte båndete gneisene er parallell med tidligere suprakrustal lagning. Denne er blitt aksentuert av prosesser som differensial anatexe, permeasjon, metamorf differensiasjon eller kombinasjoner av disse prosesser.

Dietrich (1963, pp. 101–102) gjør imidlertid oppmerksom på at det også kan bli bånddannelse i massive gråvakker ved metamorf differensiasjon. Turner & Verhoogen (1960, p. 584) fremhever det samme.

Hvorvidt bånddannelsen i denne bergarten henger sammen med tidligere lagning, er det vanskelig å avgjøre.

Tidligere er nevnt at kvartsen er sterkt undulerende, granat opptrer ofte i kataklastiske korn, biotitt viser ofte undulerende utslukning, mikroklin opptrer i linseformede korn. Dette tyder på tektoniske bevegelser under krystallisasjonen av mineralene.

Den reduserte kornstørrelse som vil være resultatet av slike bevegelser, vil øke effektiviteten av løsning, diffusjon og kjemisk reaksjon, som i alle tilfelle vil bli akselleret etter som temperaturen stiger. (Turner & Verhoogen 1960, p. 585).

Etter min mening har derfor tektoniske bevegelser under metamorfosen vært en viktig medvirkning til bånddannelsen, kanskje av større betydning enn en eventuell primær lagning.

d. Foldet glimmergneis.

Glimmergneisene kan lokalt være foldet, tildels sterkt. I områdets østlige strøk er sterk foldning et herskende trekk.

Mot vest grenser de til de planskifrige gneisene. Mot øst, syd for Namsen, grenser de til den lyse granodioritten, mens lenger nord går de ut over den østlige kartgrense.

Den foldete gneisen består av vekslende lyse og mørke bånd.

Mineralsammensetningen i et mørkt bånd:

Plagioklas An_{34}, biotitt, epidot (÷) Z/a = 30°, d.v.s. en jernrik pistazitt.

Aksessoriske: Kloritt, apatitt, ertz, zirkon, rødbrun isotrop orthitt, gul delvis isotrop orthitt, jernoksyd, muskovitt og kalifeltspat.

Mineralsammensetningen i et lyst bånd:

Kvarts, plagioklas An_{27}, muskovitt, epidot (+) X/c = 0°, d.v.s. en jernrik klinozoisitt.

Aksessoriske: Biotitt, kloritt, zirkon og erts.

Tabell IV.

	Nr. 719 a 2° 38′ ½ 65° 1′ ⅔	Nr. 719 b 2° 38′ ½ 65° 1′ ⅔
Kvarts		34
Plagioklas	34	52
Biotitt	53	x
Muskovitt	2	13
Epidot	6	1
Kloritt	3	x
Andre min.	2	x

x betegner meget små mengder.

Gneisen består av vekslende mørke grå og lyse bånd som er sterkt foldet. Strukturen kommer best til sin rett når overflaten er isskuret, se fig. 2. Hvor mørkt materiale er i overvekt, har bergarten en jevn brun overflate.

Hvor der er lyse bånd til stede, trer disse frem i et tydelig relieff, da disse er mest motstandsdyktige mot forvitring. De foldete gneisene inneholder granodiorittiske slirer og linser, som har en mineralogisk sammensetning meget lik den man finner hos den lyse granodioritten (se tabell XII).

Man finner også pegmatittiske ganger, se fig. 2, disse er opptil 10 cm brede.

Mot vest forsvinner først intrusjonene, siden går gneisene jevnt over i de ufoldete gneiser. Mot øst øker mengden av granodiorittisk materiale til dette til slutt er helt dominerende, og man kommer over i granodioritten. I øst i Steinfjellsakslen er heller ikke gneisen så sterkt foldet, men har et mere bølget utseende. Den er heller ikke så utpreget båndet, men har en mere jevn fordeling av mineralene med tydelig skifrighet. Se fig. 3. Man

Fig. 2. Foldet gneis med pegmatittgang, fra N Steinfjellet.

Folded gneiss with pegmatite dike from N Steinfjellet.

ser her hvor skarpt det granodiorittiske materiale skjærer gjennom gneisen. Lagstillingen i gneisen er uforstyrret.

Kornstørrelsen: Plagioklaskornene i de lyse båndene kan være opptil 6 mm store. Ellers er kornenes størrelse vanligvis 0,05–0,5 mm. De granodiorittiske injeksjonene er vanligvis fra middels til grovkornet. Et sted har jeg funnet 10 cm store mikroklinkrystaller med velutviklede flater. Oxaal (1910, s. 14) skriver også om den lyse granodioritten: «. . . og endelig er den paa sine steder i Stenfjeld av en ren pegmatitisk struktur. . . .»

Tekstur i mørkt bånd: Kornene er jevnt fordelt. Biotittkornene viser en middels parallellorientering.

Plagioklas. Slik som nevnt under beskrivelsen av biotittgneisen, er kornene omgitt av en rand med surere materiale. Plagioklasen er av og til gjennomvevet av årer eller er nesten helt oppspist av kalifeltspat.

Den har inneslutninger av biotitt og runde kvartskorn. Den er en del sericittisert, tildels sterkt.

Biotitt har inneslutninger av zirkon (dråper opptil 0,02 mm lange), med sterk pleokroitisk halo. En del korn er klorittisert.

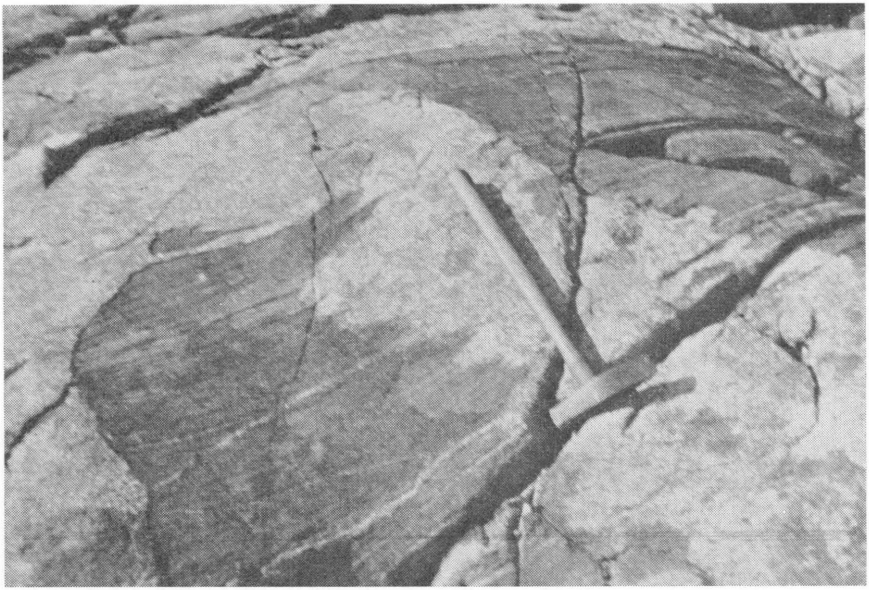


Fig. 3. Glimmergneis, injisert av granodiorittisk materiale. Fra Steinfjellsakslen.

Mica gneiss, injected by granodioritic material. From Steinfjellsakslen.

Epidot har ofte rødbrun eller sterkt gul orthittkjerne. Inneslutninger av biotitt, kloritt, erts og apatitt.

Kloritt har inneslutninger med zirkon og pleokroitisk halo.

Tekstur i lyst bånd: Retningsløs, forholdsvis jevn fordeling av plagioklaskornene som er de største, mens de andre mineraler fyller mellomrommene blant disse.

Kvarts. De største kornene som ofte er sterkt undulerende, opptrer i aggregater. De minste opptrer i aggregater sammen med muskovitt.

Plagioklas viser ofte en undulerende og ujevn sonar utslukning. Har inneslutninger av kvarts og muskovitt. Er delvis sericittisert.

Muskovitt opptrer i aggregater bestående av flak. En del av kornene er bøyet og viser undulerende utslukning. Er for en stor del symplektitisk sammenvokst med kvarts.

Biotitt er delvis klorittisert.

Zirkon opptrer i dråper og uregelmessige korn.

Strand (Foslie & Strand 1956) beskriver tydelig skifrige gneisstruerte granittiske (mikroklinrike) gneiser som forekommer sammen med glimmergneisene, dels som tallrike slirer og linser i disse, dels i store og

vel avgrensede partier. Han forteller også at de er orientert etter foldningsstrukturene i den omgivende glimmergneis, og at de må enten være blitt foldet under eller etter sin dannelse, eller de må ha føyet seg inn etter foldningsstrukturen, som allerede var til stede i glimmergneisene. Videre beskriver han at glimmergneisen, ved grensen til den lyse aplittiske granitten, er rikelig gjennomsatt av ganger fra denne. Disse hvite ganger gjennomsetter også de gneis-granittiske slirer i glimmergneisen. Her må forøvrig nevnes at bergarten som han har omtalt som lys aplittisk granitt heller bør kalles lys granodioritt, hvilket også Strand (Foslie & Strand 1956) har gjort under den petrografiske beskrivelse av de kjemisk analyserte bergarter. Jeg har derfor benyttet den betegnelsen på denne bergarten.

Etter min mening har de granodiorittiske slirer og linser i den foldete gneisen en nær sammenheng med den lyse granodioritten. I det tidligere beskrevne lyse bånd (se tabell IV), mangler mikroklin, men bortsett fra dette, er det en sterk likhet i slip, mellom de lyse bånd og den lyse granodioritten. Man finner f. eks. samme symplektitiske muskovitt, og biotitten har ikke zirkoninneslutninger med pleokroitisk halo. Her kan også nevnes at mikroklininnholdet i den lyse granodioritten varierer sterkt.

Glimmergneisen er blitt foldet. Før eller under foldningen har det vært intrusjon av granodiorittisk materiale, som gjennomsetter både glimmergneis og tidligere intrudert granodioritt. Oxaal (1919, s. 31 f) beskriver lignende forhold fra Nordland, han sier blant annet: «Mange steder kan man fremdeles se den direkte forbindelse mellem granitmassen i de gjennemsættende gange og graniten som har trængt frem langs lagflaterne i skifrene. Dette forhold viser tydelig at bergarten virkelig er en injektionsgneis.» (Strand 1960, s. 248.)

2. *Granatglimmerskifer*

I enkelte soner i glimmergneisen, som kan være opptil 200 m brede, finner man granatførende glimmerskifre.

Disse sonene følger sidebergartenes strøkretning.

Prosentmengden av granat kan variere mellom 3 og 13. Granatenes kornstørrelse er vanligvis mellom 2 og 5 mm og kan gå opp til 12 mm.

Granatglimmerskifrene skiller seg fra glimmergneisene ved å ha omkring dobbelt så høyt innhold av kvarts, et betydelig lavere innhold av plagioklas og et noe lavere totalinnhold av glimmer.

a. Granatbiotittskifer

Granatbiotittskifer finnes i en sone som strekker seg diagonalt over kartbladets sentrale del, langs østsiden av Namsen.

Mineralsammensetning:

Granat, kvarts, plagioklas An_{38}–An_{39}, biotitt, muskovitt.

Aksessoriske: Epidot, kloritt, apatitt, turmalin, rutil (gyllenbrun), zirkon, erts, sericitt.

Tabell V.

	Nr. 1008 2° 33′ ¼ 65° 0′ ½	Nr. 1009 2° 37′ ½ 65° 3′ ⅔	Nr. 971 2° 36′ 65° 2′ ⅔
Kvarts	44	59	57
Plagioklas	8	9	8
Biotitt	20	20	23
Muskovitt	13	4	8
Granat	13	6	2
Andre min.	2	2	2

Granatbiotittskiferen er en finkornet, grå bergart, kornstørrelsen er 0,2–1 mm, kvartskornene kan være opptil 2 mm store. Den fører granatporfyroblaster som har en kornstørrelse på 2–5 mm. Den er delvis båndet med dårlig utviklet skifrighet.

Granat. I slip kan man se at granatkornene er en del rotert, innesluttninger er kvarts, biotitt og kloritt.

Kvarts. De største finnes som oftest i opptil 5 mm brede striper, som går parallelt med lagningen.

Plagioklasen er av og til en del sericittisert. Innesluttet finnes kvarts og glimmer.

Biotitt har hyppig runde zirkoninneslutninger med meget sterk pleokroitisk halo. Biotitten er en del klorittisert.

Muskovitt er ofte sammenvokset med biotitt, har et noe grumset utseende.

b. Granatmuskovittskifer.

En del av granatglimmerskifrene har muskovitt som det dominerende glimmermineral, disse har derfor ofte en noe lysere farge enn den tidligere beskrevne type. I forekomst og strukturell henseende skiller de seg ikke

fra de andre, men mineralsammensetningen kan variere en del. Jeg har derfor valgt å beskrive et slip som eksempel på denne type av granatglimmerskifer.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_{24}, muskovitt, granat, biotitt, staurolitt (+) stor 2V pleokroisme, X ≈ Y fargeløs, Z blek gul, høyt relieff.

Aksessoriske: kloritt og erts.

Tabell VI.

	Nr. 1009 2° 36′ ½ 65° 1′
Kvarts	60
Plagioklas	6
Biotitt	2
Muskovitt	18
Granat	11
Staurolitt	1
Andre min.	2

Granatmuskovittskiferen er en lys grå, finkornet bergart. Kornstørrelsen er opptil 0,5 mm, bortsett fra granatporfyroblastene som kan være opptil 2,5 mm og enkelte muskovittflak som kan være opptil 8 mm. Bergarten er lagdelt med veksling av kvarts og glimmerrike bånd (2–7 mm brede).

Plagioklas er ufrisk, delvis sericittisert, og noe oppsprukket. Muskovitt og erts finnes innesluttet.

Biotitt opptrer i spredte korn.

Muskovitt forekommer i større flak, den er noe uren.

Granat opptrer enten i linseformete aggregater, sammen med kvarts og plagioklas, eller i spredte korn. Enkelte korn har tallrike inneslutninger av muskovitt, de større korn også av kvarts.

Staurolitten opptrer i kortprismatiske, spredte korn. Kvarts finnes innesluttet.

Kloritten er sekundær.

Bergartenes opptreden, tekstur og sammensetning viser at det er opprinnelig sedimentære bergarter, som står i nær sammenheng med glimmergneisene.

Som tidligere nevnt, ligger mengden av kvarts langt over biotittgneisenes. Mengden av feltspat er derimot meget lav, foruten at det samlede innhold av glimmer også er noe lavere enn det man finner hos biotittgneisene. Dette skulle da antagelig bety at det opprinnelige sediment var et kvartsrikt leirsediment. På grunn av at det opprinnelige kaliuminnhold var for lavt, gikk en del av Fe, Mg og Al med til dannelse av granat istedenfor biotitt under metamorfosen. Opptreden av granat er således begrunnet i den opprinnelige sammensetning.

Foslie (1949) sier også i sitt arbeid fra Håfjellsmulden i Ofoten at den båndvise veksling mellom skifre med og uten granat ikke har noe med metamorfosegraden å gjøre, men henger sammen med variasjoner i den kjemiske sammensetning.

I granatmuskovittskiferen som er spesielt Al-rik finner man staurolitt. Vanligvis er staurolittførende bergarter Al-rike, men staurolitt kan også under gunstige betingelser dannes i bergarter hvor Al-innholdet ikke er særlig høyt (Deer, Howie, Zussman, 1962, s. 158). D., H. og Z. sier videre at den sjeldnere utvikling av staurolitt sammenlignet med granat, biotitt og kyanitt kan være et resultat av dens mere begrensede temperaturtrykk område.

Når granat og biotitt er mere utbredt enn staurolitt, kan det skyldes disse mineralers større variasjon i sammensetning, men det er likevel en mulighet for at dannelsen av granatmuskovittskiferen kan ha foregått under forholdsvis begrensede temperaturtrykk forhold.

Glimmergneisenes og granatglimmerskifrenes dannelse.

Betrakter man glimmergneisene og granatglimmerskifrene under ett, er det mest nærliggende at de tolkes som geosynklinale sedimenter, som har vært utsatt for en høy regional metamorfose.

Det karakteristiske for dem er den sterkt varierte kjemiske sammensetning, som sannsynligvis har sin opprinnelse i variasjonen av materialet under sedimentasjonen.

Glimmergneisenes innhold av natrium er imidlertid høyere enn hva man kunne vente å finne i sedimenter, hvor forvitringen har hatt et normalt forløp.

En mulig forklaring er da den som Vogt (1927) fremsatte, nemlig at

sedimentene i den vestligste del av Nord Skandinavia opprinnelig var ufullstendig forvitret materiale, som hadde blitt hurtig sedimentert.

En annen mulighet er at det også har foregått metasomatiske forandringer under metamorfosen.

En statistisk undersøkelse av Lapadu–Hargues (1945) indikerer at hos pelittiske skifre er det en korrelasjon mellom metamorfosegrad og kjemisk sammensetning, idet bergarter som har høyere metamorfosegrad oftere har høyt Na- og Ca-innhold enn de av lavere grad. Dette synes også å være tilfelle i de kaledonske sedimentære skifre (Strand, 1960, s. 179). Det er derfor mulig at det har foregått en feltspatisering under metamorfosen.

3. *Marmor.*

Meget vanlig i området er krystallinske karbonatbergarter. De forekommer i glimmergneis og amfibolitt. En mindre sone er også påvist i granodiorittisk gneis.

De mindre sonene som bare har en mektighet på 1–0,5 m, er vanligvis lite utholdende. De større sonene som er avmerket på kartet, kan ha mektigheter på 100–300 m. Disse er meget utholdende og kan følges over flere km. I områdene nord og syd for mitt eget, er de samme sonene også kartlagt over lange strekninger. De største sonene er imidlertid ikke homogene men veksler med lag av glimmergneis og kvartsitt. Bredden på disse lagene kan variere mellom 1 cm–2 m. Innesluttet finnes også amfibolittiske lag og linser av varierende størrelse. Vanligvis er de bare et par meter lange og ca. 0,5 m brede.

Marmorene har en strøkretning som faller sammen med sidebergartene. Bergarten er vanligvis massiv og består av temmelig ren karbonat. Kornstørrelsen er 0,2–2 mm, men på sine steder er også kornene ca. 5 mm store. Karbonatkornene er vanligvis granulære. Tydelige polysyntetiske tvillinglameller og spalteriss er utviklet. Den hvite bergarten er ofte sortprikket av grafittkorn, disse er opptil 1 mm store. Andre mineraler som kan opptre, er kvarts, hornblende, muskovitt, apatitt, zirkon og tremolitt.

Bergarten har vært benyttet som fyllingsmateriale til jernbanen. Den brukes og en del som bygningssten.

Bergarten er et opprinnelig sediment, som er blitt omkrystallisert under regional metamorfose. Karbonatet er kalkspat, mens dolomitt er sjeldent eller forekommer ikke i det hele tatt. Det samme er tilfelle i området nord for mitt eget (Gustavson & Grønhaug 1960).

4. *Granodiorittisk gneis.*

Granodiorittisk gneis har sin største utbredelse i den nordlige del av Mellingsfjellet og vestsiden av Majavann, hvor den fortsetter videre nordover. I områdets sydligste og østligste deler finnes også granodiorittisk gneis.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_7–An_{18}, mikroklin, biotitt.

Aksessorisk: kloritt, muskovitt, epidot, apatitt, titanitt, zirkon, orthitt, granat og erts.

Tabell VII.

	Nr. 770 2° 34′ ½ 65° 8′ ⅓	Nr. 739 2° 37′ ½ 65° 0′ ⅞
Kvarts	35	33
Plagioklas	43	36
Mikroklin	15	22
Biotitt	6	3
Muskovitt	x	3
Epidot	x	2
Andre min.	1	1

x betegner meget små mengder.

Den granodiorittiske gneisen i Mellingsfjellet er vanligvis en lys grå, finkornet bergart, kornstørrelsen er 0,2–1 mm. De mørke mineralene er mindre enn 0,5 mm. I de sentrale deler av granodiorittområdet har bergarten en jevn fordeling av kornene, men de mørke mineralene viser alltid ens orientering. Utover mot sidebergartene får bergarten en mere båndet karakter, med veksling av glimmerrike og glimmerfattige bånd. Bredden på disse kan variere fra noen mm–10 cm. Båndingen kan være meget markert, som vist på fig. 4, eller mere utvisket som på fig. 5.

Parallelt lagningen kan opptre striper, opptil 2 cm brede med grovere kvarts. Man kan også finne drusesprekker opptil 3 mm brede, som skjærer lagningen. Disse er fylt med velutviklede kvartskrystaller.

I bergarten finnes som i glimmergneisen, opptil 1 m² store inneslutninger med grovere kvarts og feltspat. I nordøst ved stranden av Majavann er påvist en mindre kalksone (1 m bred). Flere steder er også påvist inneslutninger av amfibolitt, de vil bli omtalt senere.

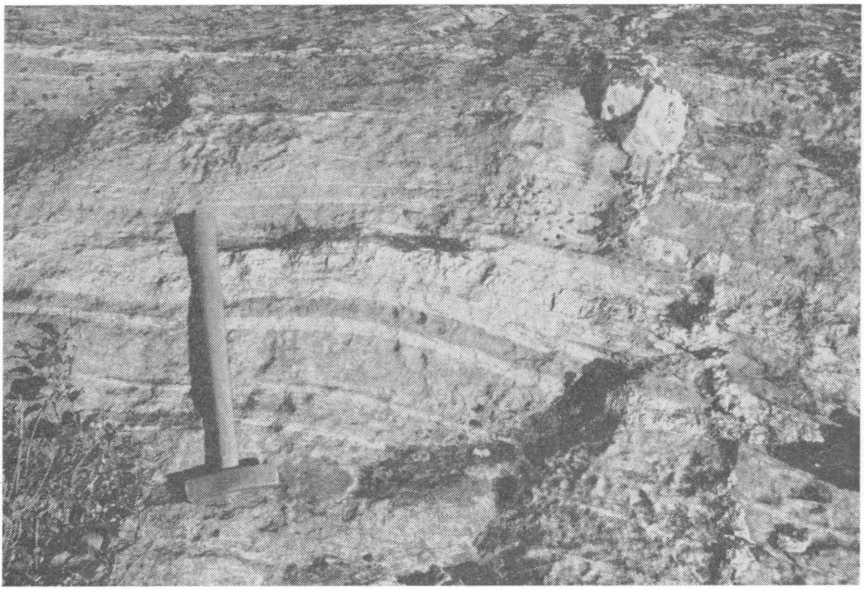


Fig. 4. Båndet lys granodiorittisk gneis fra vestsiden av Mellingsfjellet.

Banded light granodioritic gneiss from the west side of Mellingsfjellet.

Kvarts viser undulerende utslukning. Kvartsen kan ha tallrike små inneslutninger som i mikroskopet gir den et prikket utseende.

Plagioklas kan være noe sericittisert. På grensen mot mikroklin opptrer myrmekitt. Innesluttet finnes runde kvartskorn, mikroklin og glimmer.

Mikroklin er frisk. Innesluttet finnes runde kvartskorn og rester av plagioklas.

Biotitt. Innesluttet finnes små avrundete zirkonkorn og runde orthittkorn. Videre finnes enda mindre korn som ikke er identifisert, men det er sannsynligvis zirkon. Alle disse inneslutningene har sterk pleokroitisk halo. Epidot finnes også innesluttet.

Epidot. Gul orthittkjerne finnes ofte innesluttet i epidot.

I nordvest ved stranden av Majavann viser gneisen et noe avvikende utseende fra hva som tidligere er beskrevet. Fargen er blek rød. I slip sees bare enkelte biotittkorn, disse er en del klorittisert.

De mørke mineralene består for det meste av uregelmessige klorittkorn. Plagioklasen er sterkt sericittisert. For øvrig er mineralsammensetning og tekstur som tidligere beskrevet.

I områdets sydligste del har gneisen en tydelig parallellorientering av

Fig. 5. Båndet granodiorittisk gneis, sydøst for hgd. 474.

Banded granodioritic gneiss, southeast of top 474.

de mørke mineralene. Den har samme strøk og fall som sidebergartene. I vest grenser den til glimmergneis og marmor, i øst går den over i porfyrgranittisk gneis. Mens den parallellstruerte gneisen er finkornet, er den porfyrgranittiske grovere med opptil 3 mm store korn. Den går raskt over i sidebergartene, men med utydelig grense.

I områdets østligste del har gneisene varierende kornstørrelse og tekstur. Her finnes også porfyrgranittiske gneiser. Grenseforholdene er her noe uklare på grunn av overdekningen.

Dannelsen av granodiorittisk gneis.

Rekstad (1924) hevdet en eruptiv opprinnelse for den granodiorittiske gneisen. Imidlertid synes slike bergarter i Nordland, med mere eller mindre tydelige gneisstrukturer, ofte på grunn av deres feltforhold å være transformasjonsprodukter av sedimenter, heller enn magmatiske bergarter (Strand 1960) (Skjeseth & Sørensen 1953).

Lien (1956) i sin beskrivelse av Svenningsdalsgranitten, som i sin forekomst og mineralogiske sammensetning er lik den granodiorittiske

gneis, kom til en sedimentær opprinnelse. Han mente at bergarten måtte være omdannet ved metasomatiske prosesser.

Gustavson & Grønhaug (1960) som har beskrevet de granodiorittiske gneisene i traktene nord for mitt eget område, mente at disse bergartene måtte ha en sedimentær opprinnelse.

Gneisene i områdets sydligste og østligste deler er tidligere beskrevet av Strand (Foslie & Strand 1956) i de tilgrensende strøk. Han hevder også den samme opprinnelse.

Følgende kriterier gjør at en sedimentær opprinnelse lyder mest sannsynlig. De tilgrensende glimmergneiser har uforstyrret strøkretning. I traktene nord for området er bergarten veksellagret med marmorsoner. Som tidligere nevnt har jeg bare funnet en marmorsone i granodiorittisk gneis. (Se s. 122.)

Bergarten har også et høyt innhold av kvarts.

Forekomsten av resorberte plagioklaskorn i kalifeltspat og den hyppige opptreden av myrmekitt i plagioklasen i kontakt med kalifeltspat tyder på at det har foregått en kalimetasomatose. (Drescher–Kaden 1948).

Hva det opprinnelige materiale har bestått av kan man imidlertid ikke si noe om.

5. *Amfibolitt.*

Amfibolittene er bergarter hvor summen av plagioklas og hornblende vanligvis er over 50 %, i et tilfelle er den imidlertid bare 38 %. Jeg har likevel funnet det riktig også å ta med denne bergarten her, da den viser et tydelig slektskap med de øvrige.

Foruten plagioklas og hornblende er alltid biotitt, epidot, titanitt og apatitt til stede. Kvarts finnes vanligvis i varierende mengde.

Amfibolittene opptrer for det meste i glimmergneis, men finnes også i granodiorittisk gneis.

I områdets nordvestligste del har de en mere sammenhengende utbredelse, men for det meste opptrer de enten som avlange linser på bare noen meters størrelse, eller de har en båndet veksling med glimmergneis eller granodiorittisk gneis.

Mektigheten av de amfibolittiske båndene er vanligvis ikke stor, den varierer fra noen mm til et par meter. På grunn av overdekningen kan båndene bare følges ca. 100 m.

Amfibolittene har en strøkretning som faller sammen med de omkringliggende bergartenes.

Amfibolittene er vanligvis finkornete, av og til er de middelskornete. Hornblendekornene har alltid en mere eller mindre tydelig parallellorientering, dette sees imidlertid best i slip. Dette sammen med parallellorienteringen av biotittkornene gir bergartene en svakt utviklet skifrighet.

a. Granatamfibolitt.

I Smalfjellet, langs ryggen og i vestskråningen er funnet amfibolitt som fører en god del granat.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_{39}–An_{46}, biotitt, hornblende (÷) $Z/c = 19°$–$21°$, kloritt (+), granat, kalkspat, klinozoisitt.

Aksessoriske: Apatitt, zirkon, muskovitt, titanitt, rutil, erts.

Tabell VIII.

	Nr. 925 2° 41′ ¼ 65° 7′ ⅞	Nr. 1053 2° 43′ ½ 65° 8′ ⅘
Kvarts	9	13
Plagioklas	15	11
Biotitt	6	15
Hornblende	23	42
Kloritt	17	1
Granat	12	5
Kalkspat	9	9
Klinozoisitt	6	1
Andre min.	3	3

Granatamfibolitten er en finkornet grågrønn bergart. Kornstørrelsen er 1–0,2 mm. Granatporfyroblastene er opptil 5 mm store. Biotitt og hornblende er svakt parallellorientert. Kornene i bergarten har en forholdsvis jevn fordeling, men med antydning til foliasjon, denne sees best i slip. Som i glimmergneis, så har bergarten striper av kvarts, parallelt foliasjonen, disse er 1 cm–3 mm brede. Granatamfibolitten er vekselagret med marmorsoner og glimmergneis.

Kvarts opptrer foruten i striper også i linseformede aggregater opptil 5 mm lange og 2,5 mm brede.

Plagioklas viser ofte en ujevn, sonar utslukning. Som omtalt under biotittgneisen er også plagioklasen her gjennomsatt av årer med surere

plagioklas. Innesluttet finnes biotitt, klinozoisit, hornblende, granat og rutil.

Biotitt har inneslutninger av zirkon, klinozoisit og erts.

Hornblende er ofte utviklet som poikiloblastiske korn, med inneslutninger av; biotitt, kvarts, kalkspat, klinozoisitt med pleokroitisk halo, og erts.

Granat er vanligvis utviklet som poikiloblastiske korn spekket med: klinozoisitt, kloritt, kalkspat, erts, biotitt, plagioklas, muskovitt, rutil og hornblende. Granat viser også helicitisk tekstur med rader av klinozoisittkorn og hornblende, som er orientert på tvers av skifrigheten. De øvrige mineralene er avbøyet rundt granatkornene.

Granatamfibolitten kan tolkes som et kalkrikt sediment. Veksellagret med denne bergarten finnes nemlig sikre metamorfe sedimenter som glimmergneis og marmor. Den har videre et forholdsvis høyt innhold av kvarts og kalkspat. Disse mineralene kan imidlertid være tilført senere.

Gustavson og Grønhaug (1960) har også antatt en sedimentær opprinnelse av de amfibolittiske bånd i Sløkskarmarmoren, som ligger like nord for Smalfjellet.

Den helicitiske tekstur i granatene viser at granatene er syn- eller pretektoniske, d.v.s. dannet under eller før de siste bevegelsene.

b. Amfibolitt i de nordvestligste strøk.

I områdets nordvestligste del er avmerket på kartet et sammenhengende areal med amfibolitt. På den ene siden grenser det til glimmergneis, mens det på den andre grenser til granodiorittisk gneis.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_{20}, hornblende (÷) Z/c = 24°.

Aksessoriske: Titanitt, biotitt, granat, apatitt, epidot, erts, svovelkis, mikroklin og pyroxen.

Amfibolitten er en sort, eller grønnsort bergart. Den er finkornet med kornstørrelse 0,5–1 mm. Bergarten er alltid mere eller mindre båndet med veksling av lyse og mørke bånd. Båndenes bredde kan variere fra noen mm til flere cm. Vanligvis er det imidlertid det mørke materiale som er dominerende. Ved grensen til den granodiorittiske gneisen finner man mellom flere meter mektige lag av granodiorittisk gneis, opptil 30 cm tykke lag av sterkt båndet amfibolitt. Bergarten viser i slip i de mørke båndene en nematoblastisk tekstur, mens i de lyse er teksturen granulær.

De lyse båndene består av plagioklas og kvarts foruten spredte biotittkorn, hornblende og mikroklin. I de mørke utgjøres hovedmineralene av hornblende og plagioklas, foruten de aksessoriske minus biotitt.

Hornblende. Innesluttet finnes plagioklas, runde kvartskorn, titanitt med svak pleokroitisk hale.

Plagioklas. Innesluttet finnes runde kvartskorn.

Titanitt opptrer i små dråpeformete eller større uregelmessige korn. De større kornene har sort-gyllenbrune inneslutninger av sannsynligvis rutil.

Mikroklin finnes som spredte korn. Grensen mot plagioklas er av og til suturert, og man finner små rester av plagioklas i mikroklin.

c. Båndet amfibolittisk gneis.

Ved riksveien nordøst for Mellingsåsen finnes foruten glimmergneis av vekslende kornstørrelse og sammensetning, også fine blotninger med båndet amfibolittisk gneis.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_{28}, biotitt, hornblende (÷) Z/c = 27° 2 V er stor, pyroxen (+) Z/c = 31° 2 V er ca. 50°, epidot (÷) Z/a = 28°, kloritt.

Aksessoriske: Titanitt, apatitt, zirkon, mikroklin, erts, svovelkis og granat. De to siste mineralene er påvist i binokular, men de fantes ikke i slip.

Tabell IX.

	Nr. 743 2° 35′ 65° 4′ ½
Kvarts	21
Plagioklas	38
Biotitt	4
Hornblende	24
Pyroxen	8
Epidot	1
Kloritt	2
Andre min.	2

Bergarten er tydelig båndet med veksling av mørkegrønne og lyse bånd. De lyse båndene er fra noen mm til flere cm brede. De mørke veksler fra noen mm til flere meter. Innesluttet finnes ofte plagioklasrike linser, opptil 30 cm lange. Bergarten er finkornet med kornstørrelse 0,3–1,5 mm.

Biotittkornene viser en tydelig parallellorientering, mens det ikke er så utpreget hos hornblendekornene.

Plagioklas. Kornene er ofte en del sericittisert, delvis langs tvillinglamellene. Enkelte korn viser tydelig sonar utslukning. Innesluttet finnes små runde kvartskorn, biotitt, epidot og mikroklinkorn.

Biotitt. Innesluttet finnes zirkon med sterk pleokroitisk halo. Biotitten er delvis klorittisert.

Hornblende. Innesluttet finnes kvarts, plagioklas, epidot og titanitt.

Titanitt. Opptrer i mindre dråpeformete og større uregelmessige korn.

Amfibolitten i de nordvestligste strøk og den båndete amfibolittiske gneisen viser stor likhet både i opptreden og mineralogisk sammensetning.

Det foreligger bl. a. disse tre muligheter for deres opprinnelse. De kan være:

1. Eruptiver.
2. Tuffer.
3. Sedimenter.

I det første tilfelle må de være intrudert som lagerganger i de opprinnelige sedimenter. Man har ingen bevis for at de er intrusive, siden det ikke er iakttatt noe sted at de bryter gjennom sidebergarten. Imidlertid, den båndete struktur med bånd ned til noen mm tykkelse, forklares lettest ved at det opprinnelige materiale var tuffer eller sedimenter.

Av disse to mulighetene er den siste mest sannsynlig siden kvartsinnholdet i bergarten er så høyt.

Sammensetningen av amfibolitten er forenlig med en dannelse fra opprinnelig kalkrike sedimenter, f. eks. mergel.

d. Amfibolitt innesluttet i granodiorittisk gneis.

I områdets nordvestligste del finnes av og til mindre inneslutninger av amfibolitt i den granodiorittiske gneisen.

Mineralsammensetning:

Hornblende (÷) Z/c = 23°, pyroxen (+) Z/c = 48° farveløs, plagioklas An_{30}.

Aksessoriske: Epidot, titanitt, biotitt og apatitt.

Amfibolitten er en mørk grågrønn, finkornet bergart. Kornstørrelsen er 0,2 til 0,5 mm. Plagioklaskornene kan opptre i linseformete aggregater. Bergarten er vanligvis massiv, men kan også vise antydning til båndning.

Som omtalt s. 127 finner man langs vestgrensen av den granodiorittiske gneisen, lag med sterkt båndet amfibolitt vekslende med den granodiorittiske gneisen. Den her beskrevne bergarten opptrer imidlertid i linseformete legemer, de kan være opptil 7 m lange og 5 m brede. Deres lengste utstrekning er langs den granodiorittiske gneisens strøkretning. Teksturen er granoblastisk. Hovedmengden av mineralene består av hornblende og plagioklas. Pyroxen er det mindre av.

Hornblende. Innesluttet finnes plagioklas og kantede pyroxenkorn.

Plagioklas. En del korn viser tydelig sonar utslukning. De har en ujevn rand med surere plagioklas. Noen korn har inneslutninger av hornblende og pyroxen. En del korn er sterkt sericittisert.

Pyroxen. Finnes som spredte korn.

Epidot. Opptrer i gitteraktige aggregater, bestående av uregelmessige korn, som fyller mellomrommene mellom de andre mineralene. Kornene innen hvert aggregat slukker ut nesten samtidig.

Gustavson & Grønhaug (1960) har beskrevet lignende amfibolittiske linser i den granodiorittiske gneisen. De har også iakttatt at disse basiske partiene har hatt en større lengdeutstrekning, idet flere linser ligger på rad etter hverandre, og da tydeligvis representerer avslitte ganger eller lag. Linsene er i slike tilfelle oftest skarpkantet og oppsprukket i endene, mens kvartsfeltspatmateriale fyller sprekkene og mellomrommene.

Bergartens ofte massive utseende og den totale mangel på kvarts, kunne tyde på en magmatisk opprinnelse. Noe sikkert kan man imidlertid ikke si, fordi man ikke finner gjennomsettende ganger i den granodiorittiske gneisen.

e. Amfibolitt i de østligste strøk.

I områdets østligste del, ved Namsen og østskråningen av Smalfjellet finnes en del blotninger av amfibolitt. Foruten at den opptrer i glimmergneis, finnes den også ved grensen mellom glimmergneisen og den lyse granodioritten i den østlige del av Steinfjellet. Lengst i nord, øst for hgd. 621, er den vestligste grensen for et bredt drag med amfibolitt som fortsetter ut av området i nord-nordøstlig retning.

Mineralsammensetning:

Plagioklas An_{31}–An_{35}, hornblende (÷) Z/c = 22°–25°, biotitt, epidot (÷), titanitt aksedispersjon r > v.

Aksessoriske: Kloritt, kvarts, apatitt, zirkon, rutil, erts og leukoxen.

Amfibolitten er en mørk, grågrønn, grov til middelskornet bergart,

kornstørrelsen varierer fra 0,1–5 mm. De største kornene utgjøres av plagioklas og hornblende. Biotitt og tildels hornblende er parallellorientert, dette sees imidlertid best i slip. Bergarten er vanligvis jevnt mørk, men den kan også være båndet, med veksling av lyse plagioklasrike og mørke hornblenderike bånd. Båndenes bredde er fra noen mm til noen cm. De båndete lagene kan også være en del foldet.

Bergarten utgjør et areal av noen hundre meters utstrekning ved grensen til den lyse granodioritten i den østlige del av Steinfjellakslen. Videre finnes den som konforme lag i glimmergneisen, disse har bare et par meters mektighet. Bergarten viser liten mineralogisk variasjon på tvers av strøkretningen. Ganger som setter gjennom glimmergneisen er ikke funnet.

Når man nærmer seg grensen til den lyse granodioritten, finner man uregelmessige ganger av denne i amfibolitten. Kommer man videre over i granodioritten, finner man inneslutninger av amfibolitt i granodioritten. Amfibolitten i inneslutningene er lys grønn og massiv. I inneslutningene er plagioklasen sterkt sericittisert og sausurittisert, videre finner man her et høyt innhold av kloritt.

Hornblende. Innesluttet finnes runde kvartskorn, plagioklas, titanitt med svak pleokroitisk halo. Av og til også zirkon med sterk pleokroitisk halo.

Plagioklas. Kornene viser ofte en tydelig undulerende utslukning. En del av plagioklasen er sericittisert. Korngrensene mellom plagioklasen er hyppig suturert. Innesluttet finnes biotitt, epidot, titanitt og hornblende.

Biotitt. Kan være symplektitisk sammenvokset med surere plagioklas. Innesluttet finnes zirkon med sterk pleokroitisk halo, foruten apatitt.

Titanitt. Opptrer i små dråper og større uregelmessige korn. Innesluttet i de større kornene finnes plagioklas, hornblende, biotitt og erts.

Epidot. Innesluttet finnes biotitt og erts.

Det som skiller denne amfibolitten fra de fleste andre amfibolittene i området er at den er meget fattig på kvarts, kvarts forekommer bare som aksessorisk mineral. Videre er den mere grovkornet enn de øvrige amfibolittene. Den viser liten mineralogisk variasjon på tvers av strøkretningen. Dette kunne tyde på en eruptiv opprinnelse, men noe sikkert kan man ikke si, siden det ikke finnes gjennomsettende ganger i glimmergneisen.

Etter metamorfosen ble amfibolitten intrudert av granodiorittisk materiale. Rester av amfibolitt ble innesluttet i granodioritten etter intrusjonen.

Amfibolittenes dannelse.

Tidligere arbeider i tilgrensende strøk: Oxaal (1910) omtaler linseformete inneslutninger i gneisen i Steinfjellet, bestående av en tung mørk hornblenderik bergart. Rekstad (1924) sier at amfibolittene ved sin sterkt pressete struktur og ved sin stripeformete utstrekning i strøkets retning, må være trengt frem under fjellkjedens dannelse. Strand (Foslie & Strand 1956), i beskrivelsen av de høymetamorfe bergartene, regner amfibolittene med blant de eruptive bergartene. De her nevnte forfatterne har imidlertid kun gitt amfibolittene en kort omtale.

Lien (1956) gir en lengere beskrivelse av amfibolittene. Han hevder at de har en sedimentær opprinnelse, siden de hyppig forekommer som linser og lag sammen med marmorer.

Gustavson & Grønhaug (1960) beskriver også inngående amfibolittene. De kommer til at noen er eruptive, mens andre er av sedimentær opprinnelse.

De forskjellige typene av amfibolitt har tydeligvis gjennomgått en fullstendig omkrystallisasjon under den regionale metamorfose.

Det er heller ikke meget som skiller hornblenden i de forskjellige amfibolittene (Gustavson & Grønhaug 1960).

For ytterligere å få belyst problemet med amfibolittenes opprinnelse, er det blitt foretatt spektrografisk undersøkelse av amfibolittenes innhold av Ni. Alle undersøkelser er blitt utført ved Institutt for geologi på Blindern, og prof. Oftedal har tydet diagrammene.

Tabell X.

Spor av Ni (p.p.m.) i amfibolitt			Ni
Prøve nr.	1053	(2° 43′ ½, 65° 8′ ²/₃)	< 10
»	767	(2° 32′ ½, 65° 8′ ¹/₅)	< 10
»	743	(2° 34′ ⅔, 65° 4′ ½)	< 10
»	947	(2° 33′ ¼, 65° 7′ ⅔)	< 10
»	959	(2° 41′ ⅓, 65° 4′ ¾)	~ 100
»	939	(2° 32′ ¼, 65° 9′ ⁴/₅)	> 100

Prøve nr. 939 som er fra en amfibolittisk linse i den granodiorittiske gneisen i områdets nordlige del, og nr. 959 som er fra områdets østligste deler, har begge et høyere innhold av Ni enn de andre. Nr. 1053 er en granatamfibolitt, mens nr. 767 og 743 er båndete amfibolitter fra den nordvestligste og sentrale del av området. Nr. 947 er sterkt foliert amfibolitt vekslende med granodiorittisk gneis ved grensen til amfibolitten i de nordvestligste strøk.

Walker et al (1960) viste at sedimentære amfibolitter hadde et lavt innhold av Ni. Av de amfibolitter Heier (1962) har undersøkt, så har de amfibolitter han mener er av sedimentær opprinnelse maksimalt et innhold på 76 p.p.m. Ni.

Dette skulle da tyde på at prøve nr. 1053, 767, 743 og 947 er av sedimentær opprinnelse. Dette stemmer med hva jeg tidligere har kommet til for disse bergartene. Konklusjonen må derfor bli at granatamfibolittene og amfibolittene fra de sentrale og nordvestligste strøk av området opprinnelig har bestått av et kalkblandet sediment.

Den båndete struktur har sin opprinnelse i en primær båndning, den kan imidlertid være blitt ytterligere aksentuert under metamorfosen.

Amfibolittene som er undersøkt av Heier (1962) og som har et høyt innhold av Ni (den laveste verdi er 135 p.p.m.) mener han har en mere usikker opprinnelse, det synes som om de enten er magmatiske, eller har vært utsatt for en meget sterk metasomatose.

På grunnlag av Ni-innholdet kan man derfor ikke si noe om opprinnelsen til de amfibolittiske linsene i den granodiorittiske gneisen og amfibolittene i de østligste deler av området. Men etter hva jeg tidligere har kommet til, så er de sannsynligvis av magmatisk opprinnelse.

6. *Tremolittsten.*

I områdets sentrale del er funnet et par tremolittrike linser i granatglimmerskifer.

Mineralsammensetning:

Tremolitt (÷) farveløs 2 V er nær 90° svak dispersjon r > v Z/c = 17° interferensfarger grønn av 3. orden, biotitt pleokroisme X fargeløs Y = Z lys brun, sannsynligvis er det en Mg-rik biotitt, erts.

Bergarten er lys gulhvit eller lys grønn.

Den består av praktisk talt bare tremolitt, som opptrer i fibrøse bunter. Fibrene kan være opptil 2 cm lange.

Tremolittstenen opptrer i linser. Den største var 10 m lang og 4 m bred. Sidebergarten er granatglimmerskifer og marmor.

At bergarten opptrer sammen med marmor kunne tyde på at den opprinnelig har vært et sediment. Ved metamorfose av et magnesiumrikt karbonat ville man få en slik bergart.

7. *Olivinsten.*

Ved stranden av Majavann, nord for Mellingsfjellet, finnes i granodiorittisk gneis en mindre blotning av olivinsten.

Mineralsammensetning:

Olivin (÷) 2 V er nær 90°, d.v.s. en Mg-rik olivin, fargeløs, spalteriss er av og til utviklet, høyeste interferensfarge, gulgrønn av 2. orden; amfibol (÷) 2 V er stor Z/c = 21°, fargeløs, spalterissene er tydelige, høyeste interferensfarge, blått av 2. orden; serpentin er gulgrønn eller lys grå farget, middels relieff, optisk karakter kunne ikke påvises, da aksebildene var så utydelige; chrysotil γ (+) 2 V er enten liten eller mineralet er enakset, fargeløs, høyeste interferensfarge gult av 1. orden; kloritt (+); magnetitt, kalkspat, iddingsitt.

Olivinstenen er en massiv bergart. Fargen er grønn-sort. Den forvitrete overflate er gulbrun. Bergarten er gjennomsatt av sprekker. Amfibolkornene kan være opptil 6 mm lange og 3 mm brede. Kornstørrelsen er ellers 0,5–1,5 mm. Hovedmineralene er olivin og amfibol foruten serpentin. Magnetitt og kloritt er det mindre mengder av, mens kalkspat og iddingsitt er aksessoriske.

Man finner også årer i olivinstenen, som består av hovedsakelig chrysotil γ, foruten en god del magnetitt og kloritt. Årene kan være opptil 4 m lange og 20 cm brede. Bergarten i disse er tett, massiv, med kornstørrelse 0,2–0,5 mm. Den er videre sortfarget, med gulhvit forvitringsfarge.

Olivin. Kornbegrensningen er lite markert. Svakt undulerende utslukning er vanlig. Den er vanligvis gjennomsatt av serpentinfylte sprekker. På sprekker opptrer også erts og iddingsitt. Mindre olivinkorn finnes ofte som svermer i en grunnmasse av serpentin, disse kornene slukker ut samtidig.

Amfibol viser ofte svakt undulerende utslukning. I slip er amfibol meget lik olivin, men kan skilles fra denne ved sin vanligvis mere markerte kornbegrensning og tydeligere spalteriss. Serpentinfylte sprekker finnes på langs og på tvers av kornene.

Serpentin. Opptrer som en sammenhengende, sterkt undulerende masse. Sannsynligvis er dette mineralet antigoritt.

Chrysotil γ. Under kryssete nicoler sees at mineralet opptrer i avlange aggregater, som har et fibrig utseende på tvers av aggregatenes lengderetning.

Magnetitt. Opptrer i uregelmessige korn og årer. På sprekker i magnetittkornene finnes chrysotil γ og kloritt. Årene viser ofte en ens orientering.

Kloritt. Opptrer i avrundete flak.

Kalkspat. Opptrer i enkelte korn og gjennomsettende sprekker i serpentin og olivin. Kalkspat på sprekkene er fibrig på tvers av sprekkenes lengderetning.

Bergarten tilhører den alpine type av olivinsten-serpentinforbindelser. (Hess 1955, Turner & Verhoogen 1960, Thayer 1960).

Den alpine type forekommer i foldete geosynklinale sedimenter i orogene soner. Videre forekommer disse vanligvis som sterkt hellende lag eller linser konkordant med strukturen i den omkringliggende bergart, men det forekommer også at de skjærer gjennom den omkringliggende bergart (Hess 1955).

Den forekomsten av olivinsten som jeg har undersøkt, har en nordsydlig lengdeutstrekning og faller derfor sammen med den omkringliggende bergarts. Noen undersøkelse av grenseforholdene for olivinstenen var det imidlertid ikke mulig å foreta på grunn av overdekningen.

I den her beskrevne bergarten kan man opprinnelig ha fått dannet:

1. dunitt.
2. olivinpyroxensten.
3. olivinhornblendesten.

I de to første tilfelle må det under retrograd metamorfose være blitt dannet amfibol av enten olivin eller pyroxen (Harker 1932, Carstens 1920). Amfibolkornene er imidlertid ikke parallellorientert slik som amfibolkorn pleier å være, når de er dannet av olivin. Da man ikke finner pyroxen i bergarten, kan man heller ikke avgjøre om amfibolen er primær eller ikke. Den videre utvikling er derimot tydelig:

Serpentin er dannet på bekostning av olivin. Det vannet som trengtes for serpentiniseringen kan være tilført fra sidebergarten, de metamorfoserte sedimenter (Turner & Verhoogen 1960, s. 320).

Den seneste dannelse er krystallisasjon av kalkspat på sprekker.

8. *Trondhjemitt.*

I områdets vestligste del består berggrunnen av et trondhjemittmassiv. Mot vest fortsetter dette ut av området, mens det mot øst begrenses av glimmergneisen i Mellingsåsen. Langs nesten hele grensen mellom de to bergartene finner man en marmorsone.

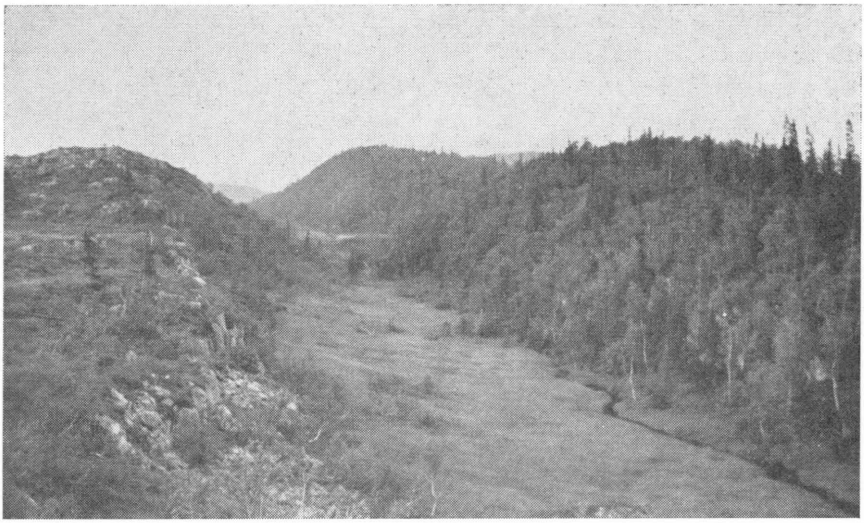


Fig. 6. Grensen mellom trondhjemitt og glimmergneis på vestsiden av Mellingsåsen.

The boundary between trondhjemite and mica gneiss on the west side of Mellingsåsen.

Trondhjemittens grense til sidebergarten er meget markert i terrenget, i det vegetasjonen også danner et skille her. Trondhjemitten er sparsomt dekket med furu, mens marmor og glimmergneis er dekket med tett løvskog og gran. Se fig. 6.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_{23}–An_{27}, biotitt, epidot (÷) Z/a=30°, mikroklin.

Aksessoriske: Kloritt, titanitt, muskovitt, sericitt, kalkspat, zirkon og erts.

Tabell XI.

	Nr. 725 2° 30′ ⅔ 65° 4′	Nr. 992 2° 30′ ⅚ 65° 4′ ½
Kvarts	24	23
Plagioklas	56	58
Mikroklin	1	3
Biotitt	13	8
Epidot	3	x
Sericitt	x	5
Andre min.	3	3

x betegner meget små mengder.

Trondhjemitten er en middelskornet gråhvit bergart. De lyse mineralene er 1–5 mm store, mens de mørke er 0,2–1,5 mm store. Bergarten har en granittisk tekstur. Ved grensen mot sidebergartene har trondhjemitten først en sone på ca. 100 m, hvor glimmerkornene får en stigende grad av parallellorientering. Derpå kommer en sone på ca. 10 m hvor det begynner å opptre biotittrike bånd. I disse er det også markert parallellorientering av glimmerkornene. Båndene kan være opp til 10 cm brede. Denne sonen grenser inn til glimmergneis, marmor og kvartsitt. I overgangssonen finner man også 10 cm brede pegmatittiske ganger med grovere trondhjemittisk materiale.

Kvarts. Den viser undulerende utslukning. Ofte er også kvartsen full av små runde inneslutninger, som i slip gir den et prikket utseende.

Plagioklas. Tvillinglamellene kan være noe bøyet. Plagioklasen viser ofte en sonar utslukning, av og til også alternerende sonar utslukning. Kjernen er mest basisk. Plagioklasen er delvis sterkt sericittisert. Den kan være sericittisert langs tvillinglamellene, eller den er ofte sterkere sericittisert i de basiske deler av krystallen. Inneslutninger i plagioklas er kvarts, biotitt, muskovitt og mikroklin.

Mikroklin. Opptrer i friske korn. Foruten at mikroklin finnes i større korn, fyller den også rommet mellom kvarts og plagioklaskornene. I kontakt med plagioklas opptrer ofte myrmekitt.

Biotitt. Den er av og til noe grumset. Biotitten har ofte striper av kloritt. Innesluttet finnes små zirkonkorn med sterk pleokroitisk halo. Spesielt forekommer dette hyppig i bergartens grensesone.

Epidot. De største kornene kan ha sterkt gul orthittkjerne, og i randen kan de være symplektittisk sammenvokst med kvarts. Innesluttet finnes også plagioklas, glimmer og apatitt.

Apatitt. Innesluttet i biotitt er apatitt omgitt av en svak pleokroitisk halo.

Bergarten har en trondhjemittisk sammensetning og tekstur (Goldschmidt 1917) og en intrusiv dannelsesmåte virker sannsynlig.

Betrakter man kartet over området, ser man at glimmergneisen er avbøyet i en bue langs grensen til trondhjemitten. Dette kunne tyde på en syntektonisk intrusjon. Under frembruddet er det blitt øvet et trykk mot sidebergarten. Samtidig er trondhjemitten blitt presset ved grensen mot sidebergarten, og har der fått et gneisaktig preg. Forekomsten av myrmekitt og inneslutninger av mikroklin i plagioklas kunne tyde på at bergarten senere har vært utsatt for en kalimetasomatose (Drescher–Kaden 1948).

9. *Lys granodioritt.*

I det tidligere kartlagte område som grenser til bergarten som nå skal beskrives, er den betegnet som lys aplittisk granitt (Foslie & Strand 1956, s. 58). De prøvene jeg har tatt, viser imidlertid en slik mineralsammensetning at jeg finner det riktigere å betegne bergarten som en granodioritt. Den kan delvis også ha en kvarts-diorittisk sammensetning, da innholdet av mikroklin varierer sterkt.

Mineralsammensetning:

Kvarts, plagioklas An_0–An_{15}, kalifeltspat, muskovitt, epidot (÷) a/Z = 26°–30° dvs. en pistazitt.

Aksessoriske: Biotitt, kloritt, apatitt og titanitt.

Tabell XII.

	Nr. 751 2° 37′ ½ 65° 0′ ⅓	Nr. 736 2° 37′ ¾ 65° 1′ ⅓	Nr. 966 2° 43′ ½ 65° 3′ ¾
Kvarts	28	35	39
Plagioklas	38	38	34
Kalifeltspat	27	5	10
Muskovitt	4	11	10
Epidot	2	8	6
Biotitt	x	4	

Bergarten er massiv uten noen planstruktur. Den er nesten helt hvit på grunn av det lave innhold av mørke mineraler. Kornstørrelsen til hovedmineralene er vanligvis mellom 0,2–2 mm. De aksessoriske er under 0,5 mm. Over alt finner man også kalifeltspatkrystaller av en størrelse opp til 3 cm.

Bergarten er xenomorf-granulær. Korngrensene mellom kvarts og plagioklas er ofte suturert. Glimmer og epidot finnes i mere eller mindre markerte aggregater eller årer. Kvarts opptrer også i årer som er opp til 1 mm brede. Disse setter gjennom alle de andre mineralene.

Bergartens grenseforhold til sidebergartene, med gradvis overgang til sidebergartene, er beskrevet tidligere under foldet glimmergneis (s. 114).

Plagioklas. Viser av og til sonarbygning med begrensning av krystallflatene. Plagioklasen er ofte sterkt sericittisert og sausurittisert. Albittvillinglamellene er noe bøyet. Man ser også av og til at plagioklasen

har vært utsatt for stress med oppbrytning av kornene. Myrmekitt forekommer på grensen mot kalifeltspat.

Kalifeltspat. Opptrer som små uregelmessige korn mellom de større plagioklas og kvartskorn eller i større krystaller, som kan ha antydning til krystallflater. Mikroklin finnes som inneslutninger i plagioklas. Ofte er det utviklet en rand av finkornet albitt rundt mikroklin. Åre-, flekk- og flammeperthitt finnes. En del mikroklinkorn foruten mikroklin i årer som gjennomsetter mikroklinperthitt og plagioklas, er grumset av submikroskopiske brune inneslutninger.

Muskovitt. Opptrer i større flak som kan være undulerende. Muskovitt er også ofte symplektittisk sammenvokst med albit foruten en del kvarts. Rundt muskovit i plagioklas har ofte plagioklasen en lavere brytningsindeks. Den skulle derfor her være mere sur enn forøvrig.

Epidot. Den kan være symplektittisk sammenvokst med vermikular kvarts. Man finner også ofte tallrike inneslutninger av kvarts i epidot.

Biotitt. Opptrer særlig på sprekker, eller i aggregater sammen med epidot og muskovitt foruten en del albitt.

Teksturen og den mineralogiske sammensetningen viser at det er en granodioritt, sannsynligvis av magmatisk opprinnelse.

Strand (Foslie & Strand 1956, s. 58) hevder også en intrusiv opprinnelse for den samme bergart. Han sier videre at denne, samt granodioritten som forekommer i de tilgrensende strøk i øst og syd, «synes etter kartbildet og etter de iakttagelser som foreligger å opptre som konkordante linseformete intrusivlegemer, som kan betegnes som fakolitter.»

Gustavson & Grønhaug (1960, s. 50) sier om de samme bergartene: «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.»

Mine undersøkelser tyder også på en slik forekomstmåte som er fremstilt ovenfor.

Det er to generasjoner av kalifeltspat, mikroklinperthitt og mikroklin. Den yngste er mikroklin, for den finnes som årer i mikroklinperthitt. Mikroklinen er sannsynligvis blitt dannet i forbindelse med tektoniske bevegelser.

Under tilbakestridende metamorfose er det dannet muskovitt og epidot under tilførsel av vann. At biotitten forekommer på sprekker, tyder på at den er omkrystallisert. Det jern som skulle til for dannelsen av epidot

kan ha vært tilstede i bergarten fra før. Undulerende muskovitt, epidot og biotitt på årer og sprekker tyder på at krystalliseringen av disse mineralene har foregått i forbindelse med tektoniske bevegelser.

Til slutt er det dannet tensjonssprekker med avsetning av kvarts på disse.

III. Metamorfosen.

Bergartenes mineralogiske sammensetning er blitt bestemt av den regionale metamorfose de gjennomgikk under den kaledonske fjellkjedefoldning. Dette gjelder både de opprinnelig sedimentære bergarter og de eruptive.

Da der hyppig benyttes ulike kriterier for fastsettelse av grensene for de forskjellige facies, blir ofte faciesinndelingen ikke den samme hos de forskjellige forfattere.

Barth (1962) gir forøvrig en oversikt over en del forfatteres inndeling av facies.

Selv har jeg benyttet Turner & Verhoogens (1960) inndeling. Ved undersøkelsen av metamorfosen innen området har jeg tatt for meg enkelte typer av bergarter, og undersøkt hvilke variasjoner i mineralparageneser de hver for seg viser innen området, og da spesielt de typer som finnes over hele området.

An-gehalten hos de forskjellige bergarter innen området er følgende:

Biotittgneis: An_{33}–An_{46}
biotitthornblendegneis: An_{43}–An_{44}
biotittmikroklingneis: An_{28}
foldet glimmergneis: lyst bånd An_{27}
mørkt bånd An_{34}
granatbiotittskifer: An_{38}–An_{39}
granatmuskovittskifer: An_{24}
amfibolitt: An_{20}–An_{35}
granatamfibolitt: An_{39}–An_{46}
granodiorittisk gneis: An_{7}–An_{18}

Man ser at de forskjellige typer av glimmergneis og granatglimmerskifer, så og si alltid har An-prosenter som ligger over An_{30}. De eneste unntak er granatmuskovittskifer (An_{24}) og de lyse båndene i foldet glimmergneis (An_{27}). At granatmuskovittskiferen har så sur plagioklas, kan forklares ved at det er lite Ca i bergarten. Den fører ikke epidot.

Når det gjelder glimmergneisen og granatglimmerskiferen, kan man ikke finne noen tydelig variasjon i plagioklasens sammensetning i de forskjellige deler av området.

I biotittgneisen finner man følgende mineralparageneser:

På hgd. 728 syd for St. Steinåen; kvarts, An_{33}, biotitt og muskovitt.

I områdets nordvestligste del; kvarts, An_{34}, biotitt, (muskovitt, epidot, granat.)

På Mellingsfjellet; kvarts, An_{40}, biotitt, (muskovitt).

Syd for Mellingsfjellet; kvarts, An_{39}, biotitt, muskovitt, (epidot) eller kvarts, An_{46}, biotitt, (epidot, granat).

I områdets nordøstligste del; kvarts, An_{31}, biotitt, muskovitt og epidot.

Dette er parageneser som forekommer i alle subfacies i almandin-amfibolitt-facies unntatt den øverste.

Granatglimmerskifrene viser de samme forhold som biotittgneisene, d.v.s. deres mineralparageneser viser at de kan opptre i alle subfacies unntatt den øverste.

Et unntak er granatmuskovittskiferen, som fører staurolitt (se side 119.) Den har følgende mineralparagenese; kvarts, An_{24}, muskovitt, granat, (staurolitt, biotitt).

På grunn av at den fører staurolitt blir den å plasere i laveste subfacies, d.v.s. staurolitt-almandin-subfacies.

Amfibolittene viser følgende mineralparageneser: I områdets nordvestligste del; kvarts, An_{20}, hornblende, (granat, biotitt, epidot).

I områdets sentrale deler; kvarts, An_{28}, hornblende, pyroxen, biotitt (epidot).

I områdets østligste strøk; An_{31}–An_{35}, hornblende biotitt og epidot.

Dette er parageneser som forekommer i de to laveste subfacies i almandin-amfibolitt-facies.

I amfibolittene har plagioklasen som er i likevekt med epidot, et stigende An-innhold fra vest mot øst. Dette kunne tyde på en stigende grad av metamorfose fra vest mot øst. Se fig. 7.

Granatamfibolitten som finnes i den nordlige og vestlige del av Smalfjellet, har følgende mineralparagenese; kvarts, An_{39}–An_{46}, hornblende, biotitt, granat, epidot, kalkspat.

Dette er også en paragenese, som forekommer i de to laveste subfacies i almandin-amfibolitt-facies. Men den er ellers ikke sammenlignbar med de øvrige amfibolitter, da dens mineralogiske sammensetning avviker sterkt fra de vanlige amfibolittenes.

Amfibolitten innesluttet i granodiorittisk gneis i den nordlige del av

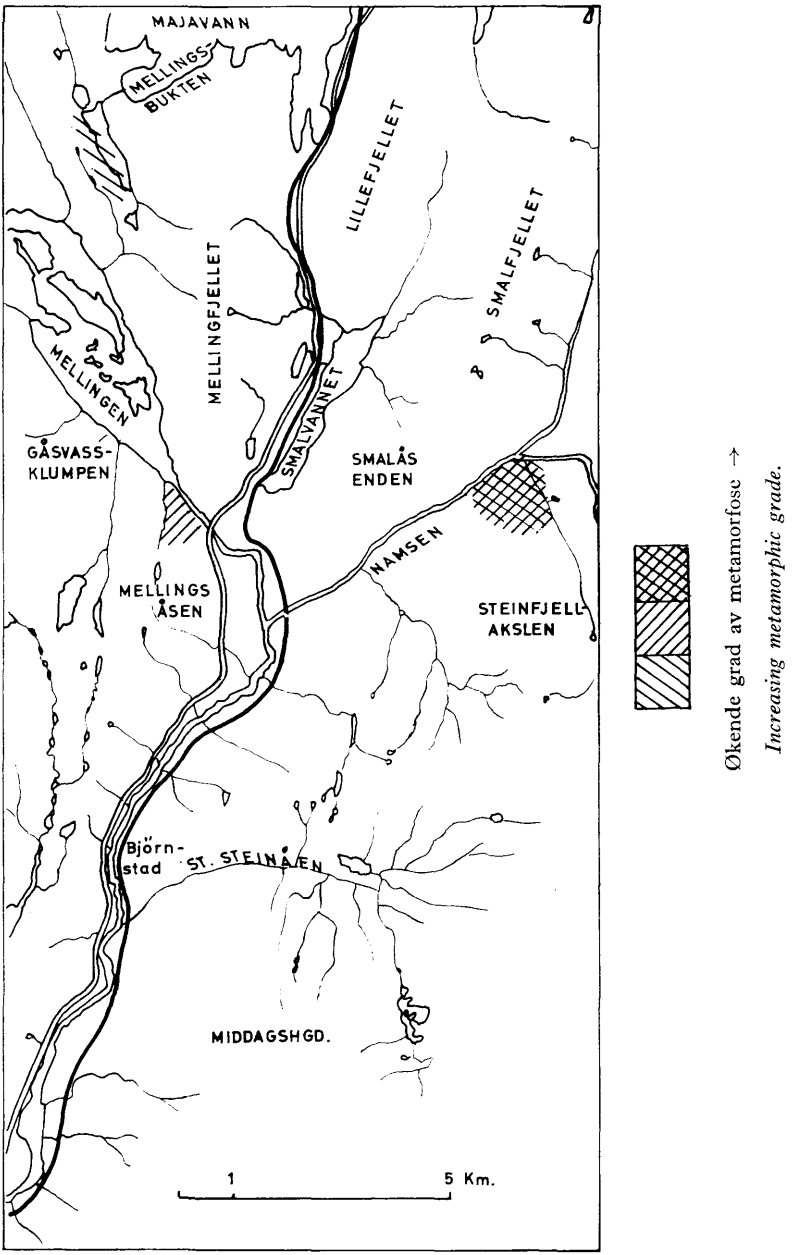


Fig. 7. Kart som viser variasjonene i metamorfosen innen området på grunnlag av amfibolittene.

Map showing the variations in metamorphism based on the amphibolites.

området, viser følgende mineralparagenese; An_{30}, hornblende, (pyroxen, epidot, biotitt).

Denne paragenesen forekommer i de to laveste subfacies i almandin-amfibolittfacies.

Den granodiorittiske gneisen har følgende paragenese; kvarts, An_7–An_{18}, mikroklin, biotitt, (muskovitt, epidot, granat). Her er sannsynligvis epidot ikke i likevekt med plagioklas. Epidot finnes ofte innesluttet i biotitt, så den har muligens ikke kunnet reagere med plagioklas.

Sammenholder man dette også med hva den innesluttede amfibolitten viser, blir også den granodiorittiske gneisen å plasere i den lavere del av almandin-amfibolitt-facies.

Konklusjonen blir da at bergartene i området befinner seg i den lavere del av almandin-amfibolitt-facies. Noen finere inndeling er ikke mulig på grunnlag av bergartenes mineralparageneser.

IV. Granater.

Bergartenes mineralparageneser forteller ikke meget om variasjoner i metamorfose innen området. Jeg har derfor undersøkt en del granater for å finne om de viser noen variasjoner i metamorfose.

Metodikk.

Hos 15 granater er brytningsindeks målt med immersjonsvesker, mens kantlengden av elementærcellen er målt ved røntgenkameraopptak, og videre beregnet etter metode beskrevet av Azároff & Buerger (1958). Under denne beregning benyttet jeg de tre linjene (864), (1042) og (880), da de gir de sikreste resultater. Videre har prof. I. Oftedal bestemt det omtrentlige vektforhold mellom Mn:Mg:Fe:Ca ved spektralopptak av 12 granater.

Alle målinger er utført ved Institutt for geologi på Blindern. Ved beregningen av granatene har jeg benyttet de fem hovedkomponentene i granatsystemet; pyrop, almandin, spessartin, grossular og andraditt, mens jeg har sett bort fra mere sjeldne komponenter. I de etterfølgende skjemaoppstillinger av granatene, har jeg benyttet følgende forkortelser for de fem komponentene, rekkefølgen er den samme som ovenfor; pyr, alm, sp, gro og and.

Videre har jeg for brytningsindeks og enhetscellens kantlengde benyttet symbolene n og a. Kjemisk analyse av mineraler er ofte en nokså tidskrevende affære. Skal man komme frem til granatenes sammensetning

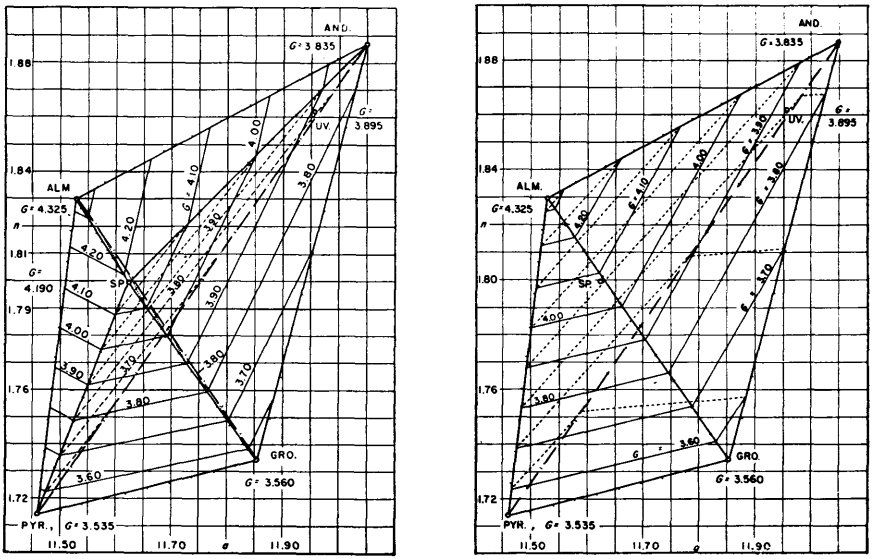


Fig. 8. Winchells diagrammer.

Winchell's diagrams.

ved hjelp av andre metoder, er a og n de sikreste og enkleste størrelser man kan måle.

Imidlertid bør man vanligvis kjenne flere størrelser for å komme frem til det nøyaktige forhold mellom granatenes fem komponenter. For mere sikker bestemmelse av granatene kan man bestemme egenvekten og foreta en partiell kjemisk analyse på Mn og/eller Fe.

Diagrammene som Frietsch (1957) har laget på grunnlag av kun a og n, har derfor mer usikker verdi. Disse ble også kritisert av Henriques (1958).

Skinner (1956) utførte målinger av rene syntetiske granaters fysiske egenskaper. På grunnlag av hans resultater har Sriramadas (1957) laget diagrammer som stiller a og n i korrelasjon til granatenes kjemiske sammensetning. Etter hans metode får man tre uttrykk, hvert bestående av maksimalt tre granatkomponenter. Av disse fremgår det da hvilke variasjonsmuligheter for sammensetning en gitt a og n gir.

Winchell (1958) har benyttet disse diagrammer til å lage nye diagrammer, hvor han også benytter egenvekt. (Se fig. 8). Disse er meget illustrerende med hensyn til hvilke muligheter man har for å bestemme en granats sammensetning bare på grunnlaget av a og n. Faller nemlig projeksjonspunktet for en gitt a og n på sidene i firkanten, som dannes av

punktene pyr, alm, and og gro, så er granaten entydig bestemt. Den består da av to komponenter. Faller projeksjonspunktet litt innenfor sidene, kan man anslå det omtrentlige mengdeforhold av to komponenter foruten den omtrentlige sum av de andre. Usikkerheten er størst rundt projeksjonspunktet for spessartin. Verdiene a = 11,621 Å og n = 1,800, (Skinner 1956) gir således de tre muligheter:

sp_{100}
$alm_{70}\ gro_{30}$
$pyr_{37}\ alm_{41}\ and_{22}$.

Jeg kom forøvrig til at siden jeg ikke benyttet egenvekt, var det bedre å bruke Sriramada's diagrammer istedenfor Winchells, da bestemmelsene blir sikrere og raskere på grunn av at man ikke får så spisse vinkler mellom skjæringslinjene. Her må også tilføyes at egenvektsbestemmelse av granater ofte gir nokså usikre resultater på grunn av den store mengde av inneslutninger, som ofte forekommer.

For å bestemme granatenes sammensetning gikk jeg frem på følgende måte. Granat nr. 971 (se tabell XIII) som har a = 11,57 og n = 1,804 gir etter Sriramadas følgende tre muligheter:

I $pyr_{31}\ alm_{57}\ and_{12}$
II $pyr_{12}\ alm_{72}\ gro_{16}$
III $pyr_{11}\ alm_{35}\ sp_{54}$

Spektrografisk analyse ga følgende forhold etter vekt:

Mn	:	Mg	:	Fe	:	Ca
2	:	2	:	10	:	2

eller omregnet i prosent

Mn	:	Mg	:	Fe	:	Ca
12,5	:	12,5	:	62,5	:	12,5

Riktignok er de tre uttrykkene I, II og III gitt i molekylarprosent, mens den spektrografiske analyse er gitt i vektprosent. Men feilgrensen for den spektrografiske analyse er sannsynligvis så stor, at man ikke trenger å ta hensyn til det.

De beregnete verdier for de undersøkte granatenes sammensetning er forsøkt tilnærmet så godt som mulig de verdier som den spektrografiske analyse gir, innen den begrensning som de målte a og n verdier gir. Teoretisk blir mengden av spessartin entydig bestemt, for Mn forekommer bare i gruppe III. For at prosenten av spessartin skal bli ca.

12,5, tar man ca. 24 % av gruppe III. De resterende 76 % blir å fordele på gruppe I og II. Mesteparten av disse 76 % må taes fra gruppe II, for ellers blir den endelige mengde av pyrop for høy, samtidig som mengden av almandin blir for lav. Samtidig må man huske på at Ca inngår i både grossular og andraditt, foruten at andraditt også inneholder Fe. Det blir derfor å prøve seg frem.

Man får da følgende:

1 % av I = $pyr_{0,31}$ $alm_{0,57}$ $and_{0,12}$
75 % av II = $pyr_{9,00}$ $alm_{54,00}$ $gro_{12,00}$
24 % av III = $pyr_{2,64}$ $alm_{8,40}$ $sp_{12,96}$
Dette gir: $pyr_{11,95}$ $alm_{62,97}$ $sp_{12,96}$ $gro_{12,00}$ $and_{0,12}$
eller: pyr_{12} alm_{63} sp_{13} gro_{12}

Tabell XIII.

Prøve nr.	Spektrografisk analyse											
	Mg	Fe	Mn	Ca	a	n		pyr	alm	sp	gro	and
							24% av	11	35	54		
							75% av	12	72		16	
							1% av	31	57			12
971	12.5	62.5	12.5	12.5	11.57	1.804	=	12	63	13	12	
							40% av	17	57	26		
							60% av	17	75		8	
								27	67			6
916	17	66	10	7	11.54	1.803	=	17	68	10	5	
							35% av	9	38	53		
							35% av	6	73		21	
							30% av	29	60			11
1019	12.5	62.5	18.75	6.25	11.57	1.803	=	14	57	19	7	3
							6% av	4	4	92		
							84% av	7	66		27	
							10% av	40	38			22
1008	12	59	6	23	11.61	1.797	=	10	59	6	23	2
							10% av	4	5	91		
							75% av	5	68		27	
							15% av	38	42			20
1011	9	57	6	28	11.61	1.798	=	10	58	9	20	3
							12% av			98	1	1
							15% av	38	37			25
							73% av		68		31	1
1053	6	59	12	23	11.63	1.800	=	6	55	12	23	4

Tabell XIV.

Prøve nr.	Spektrografisk analyse											
	Mg	Fe	Mn	Ca	a	n		pyr	alm	sp	gro	and
							80% av	9	59	32		
							20% av	10	81		9	
								21	72			7
760	9	57	28	6	11.55	1.810	=	9	63	26	2	
							80% av	9	49	42		
							20% av	10	77		13	
								26	64			10
766	10	42	42	6	11.56	1.807	=	9	54	34	3	
							74% av	17	57	26		
							26% av	17	75		8	
								27	67			6
1009	13	64	20	3	11.54	1.803	=	17	62	19	2	
							30% av	8	29	63		
							70% av	9	73		18	
								32	52			16
1034	7	72	14	7	11.58	1.802	=	9	60	19	12	
							70% av	12	54	34		
							30% av	13	77		10	
								25	68			7
1054	6	57	28	9	11.55	1.806	=	12	61	24	3	
							30% av	15	70	15		
							70% av	16	80		4	
								22	73			5
1022	11	71	7	11	11.53	1.808	=	16	77	4	3	

Tabell XV.

Prøve nr.	a	n	pyr	alm	sp	gro	and
					98	1	1
			38	37			25
925	11.63	1.800		68		31	1
			11	35	54		
			12	72		16	
747	11.57	1.804	31	57			12
			20	51	29		
			20	71		9	
729	11.54	1.799	31	62			7

Måleresultater og diskusjon.

De undersøkte granatene har almandin som hovedkomponent, foruten en del pyrop og spessartin. Ca-komponentene spiller delvis en underordnet rolle. Hos en granat (nr. 1011) utgjør Ca-komponentene ifølge spektrografisk analyse, ca. 28 %.

En vanlig betegnelse på Ca-fattige granater er pyralspitt, i motsetning til ugranditt, som hovedsakelig består av Ca-komponenter (Winchell & Winchell 1951).

Av tidligere undersøkelser av pyralspitt i regionalmetamorfe områder kan spesielt nevnes Goldschmidts (1921) fra Stavangerfeltet og Barths (1936) fra Duchess County i U.S.A. Eskola (1921) og Wright (1938) viste at granatenes sammensetning i høy grad er avhengig av metamorfosegraden.

At granatenes Mn mengde avtar ved økende regional metamorfose, ble antydet av Goldschmidt (1921). Det er nå vel bekreftet av Ramberg (1949) og Miyashiro (1953). Miyashiro fant at ved økende grad av metamorfose, opptas Mn's plass i granaten først av Fe og siden av Mg. Dette er blitt bekreftet av Engel & Engel (1960).

Lambert (1959) har på den annen side vist at ved økende grad av regional metamorfose viste Ca-innholdet i granater fra biotittskifre, en minkning, samtidig som mengden av Fe og Mg økte.

Lamberts arbeid bekrefter Miyashiros generelle tese om minkende molart volum hos granater ved økende metamorfosegrad. De store Ca^{++} ioner blir erstattet av de mindre Fe^{++} og Mg^{++} ioner. Lamberts analyser viser at det også samtidig er en liten minking i Mn-innholdet. Sturt (1962) konkluderer at Ca og Mn ionene spiller omtrent samme rolle, men at det karakteristiske i Ca fattige skifre er variasjonen i Mn-innholdet, mens det i Mn fattige bergarter er variasjonen i Ca-innholdet som er mest fremtredende.

E. Tröger (1959) viser forbindelsen mellom granatenes kjemiske sammensetning og bergarten. F. eks. almandinrike granater med grossular som nest viktigste komponent, finnes på den ene siden i amfibolitter, på den annen i den petrografisk ikke enhetlige gruppe av glimmerskifre og gneiser med primær kalkkomponent (Buddington 1952, s. 54–55).

Sammenholder man de undersøkte granatenes sammensetning med den tilsvarende bergarts sammensetning, finner man granatene med høyest Ca-innhold i Ca-rike bergarter (prøve nr. 1011 og nr. 1053), mens granatene med lavest Ca-innhold forekommer i Ca-fattige bergarter (Se tabell XIII, XIV og XV).

De tre granatene i tabell XV er ikke undersøkt spektrografisk, derfor kan bare oppføres de tre valgmuligheter som Sriramadas diagrammer gir (Se s. 145). Granaten i prøve nr. 925 er sannsynligvis meget lik granaten i prøve nr. 1053 i tabell XIII. Den mineralogiske sammensetning i de to prøvene er nemlig meget lik, foruten at verdiene for a og n er den samme i de to prøvene.

Prøve nr. 747 er en forholdsvis Ca-fattig bergart. Foruten almandin og pyrop er derfor sannsynligvis spessartin en viktig komponent, mens det er lite av Ca-komponentene. Av tabell XV fremgår at granaten i prøve nr. 729 består hovedsakelig av almandin, foruten en del pyrop. Mengdeforholdet mellom de andre komponentene kan man ikke si noe om. Tabell XV viser at minimumsmengden av pyrop i denne granaten er 20 %. Det er muligens for meget og vil bli nærmere belyst i det følgende.

Man finner ikke så sjelden hos de forskjellige forfattere til dels store avvik mellom målte a og n verdier, og verdier som er beregnet på grunnlag av kjemisk analyse. Hos Miyashiro (1953, s. 184), finner jeg dessuten at to av de granater han har undersøkt (nr. 8 og nr. A) vil etter de målte a og n verdier falle utenfor Winchells (1958) diagrammer. Det samme er tilfelle hos Frietsch (1957, s. 45, prøve nr. 7 og nr. 13). Lambert (1959) mener også at granatenes fysiske egenskaper ikke varierer lineært med molekylarforholdene. De beregnete verdier for de undersøkte granatenes sammensetning, er forsøkt tilnærmet så godt som mulig de verdier som den spektrografiske analyse gir, innen den begrensning som de målte a og n verdier gir. I tabell XIII er det stort sett god overensstemmelse. I tabell XIV er det derimot delvis stort avvik. Grunnen til dette kan være feil ved:

1. den spektrografiske analyse.
2. målingen av a og n.

Etter muntlig meddelelse fra professor Oftedal er det avvik man får, større enn hva man kunne vente, hvis feilen var i den spektrografiske analyse.

Målingene av brytningsindeks ble gjort minst fire ganger for hver granat, så disse målingene skulle være temmelig sikre, videre ble væskene kontrollert. Av røntgenopptak for måling av elementærcellens kantlengde har jeg kun ett for hver granat, men det er lite sannsynlig at det skulle bli noen vesentlig feil her.

Årsaken til avvikene i tabell XIV er sannsynligvis ikke målefeil. Som

tidligere nevnt (s. 143), har jeg kun benyttet de fem hovedkomponentene i granatsystemet, og har sett bort fra de mere sjeldne. En mulig forklaring er da at slike sjeldne komponenter inngår i granatene. Imidlertid de bergarter som granatene forekommer i, er ikke av de typer hvor man kan vente at uvarovitt, schorlomitt og hibschitt etc. inngår i noen vesentlig mengde.

Grunnen til avvikene i tabell XIV er etter min mening at Winchells og Sriramadas' diagrammer ikke gir et helt riktig bilde av granatenes fysiske egenskaper, eller med andre ord, at granatenes molekylarforhold ikke forandrer seg lineært med de fysiske egenskaper.

Den samme forklaring kan også benyttes på granat nr. 729. Som tidligere nevnt (s. 149) viser tabell XV at den granaten har minimum 20 % pyrop. Når man sammenligner med de andre granatene, er dette mere enn hva man kunne vente.

Miyashiro (1953, s. 197) har konstruert et trekantdiagram, hvor variasjonene av pyrop-, almandin- og spessartininnholdet i granatene avspeiler metamorfosegraden. Fig. 9 viser et slikt diagram. Fordi det er utarbeidet for Ca-fattige bergarter, har jeg bare avmerket de 7 granatene, som har lavest Ca-innhold. Man ser at de alle befinner seg innenfor området for epidotamfibolitt- og amfibolittfacies. – I denne figuren og i den følgende er forøvrig den prosentvise fordeling av Mg, Fe, Mn og Ca beregnet på grunnlag av den spektrografiske analyse.

Sturt (1962) mener at forholdet CaO + MnO : FeO + MgO i granatene i pelittiske skifre kan benyttes som en passende og følsom indikator på metamorfosegraden i den tilsvarende bergart. Fig. 10 viser graden av metamorfose i de forskjellige deler av området man får på det grunnlag.

Av dette kartet ser man at i den sentrale og sydlige del av området er det synkende metamorfose mot vest. I områdets nordvestligste del finner man bergartene med den laveste grad av metamorfose. I områdets nordøstligste del er det høyere metamorfose i østskråningen av Lillefjellet, mens det mot øst i den nordlige del av Smalfjellet er lavere grad av metamorfose.

Fig. 11, fig. 12 og fig. 13 viser langs tre profiler den prosentvise fordelingen av Mg, Fe, Mn og Ca i de forskjellige granatene. Man ser at de største variasjonene viser Mn og Ca. Videre ser man at i Ca-rike bergarter er det Ca-rike granater, mens de Ca-fattige bergartene har Mn-rike granater. (Se tabell XVI, som viser den mineralogiske sammensetning i de tilsvarende bergarter.)

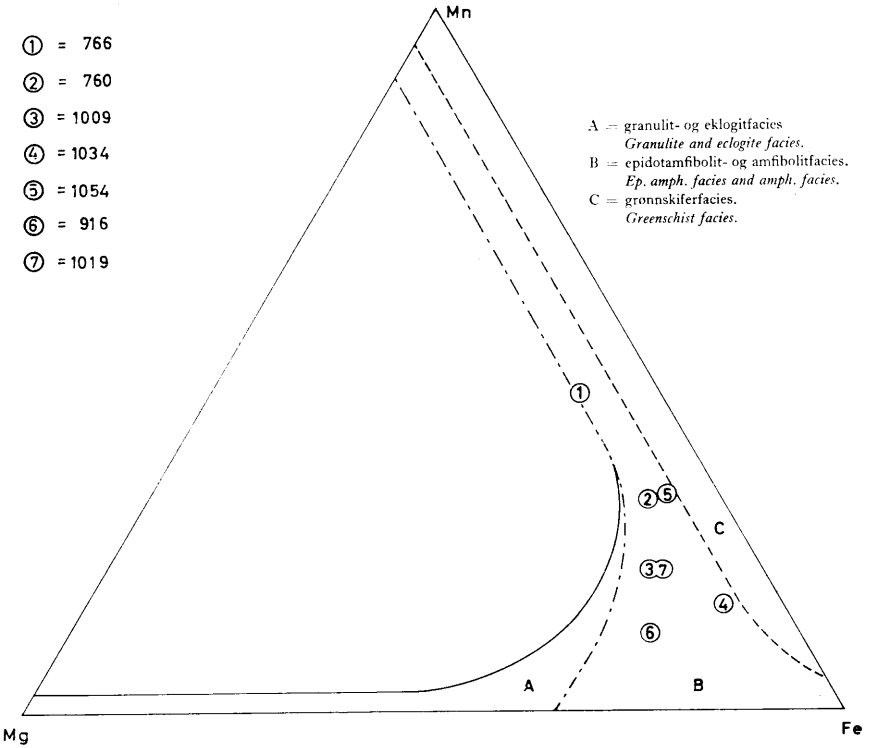


Fig. 9. Miyashiros diagram.

Miyashiros diagram.

Konklusjon.

Undersøkelsene viser at granatenes sammensetning viser en tydelig variasjon, som sannsynligvis avspeiler forskjellen i metamorfosegrad i de forskjellige deler av området. Samtidig er også granatenes sammensetning preget av bergartenes kjemiske sammensetning.

De data man får med hensyn til granaters sammensetning på grunnlag av deres fysiske egenskaper, er imidlertid noe usikre.

De forskjeller i metamorfose som amfibolittenes mineralparageneser viser, stemmer med hva granatene viser for de samme deler av området. Prøve nr. 1009 er en granatmuskovitt-skifer, som også inneholder staurolitt. Den har en mineralparagenese som plaserer den i staurolitt-almandin-subfacies (se tabell XVI). Etter dens plasering på kartet (Fig. 10), og etter hva man forøvrig vet, blir konklusjonen:

Tabell XVI – *Mineralsammensetningen i de undersøkte granatenes tilsvarende bergarter.*

Prøve nr.	1008	1019	971	1011	747	916	1034	1009	1022	1053	925	729	760	766	1054
An_x X =	38	39	38	38	27	28	32	24	39	39	46	44	27	34	31
Granat	13	6	2	5	7	3	13	11	31	5	12	x	x	0,6	0,6
Kvarts	44	59	57	30	43	46	30	60	x	13	9	22	46	26	27
Plag.	8	9	8	1	31	15	5	6	15	11	15	33	7	38	39
K-feltspat				1		11							x		
Biotitt	20	20	23	14	15	18	9	2	18	15	6	28	23	34	20
Muskovitt	13	4	8	10	2	6	29	18	20	x	1	1	19	x	4
Kloritt	x	0,6	x	24	x	0,6	13	x	10	0,6	17	4	2	1	2
Epidot	1	x	0,6	10			x		0,6	1	6	x	x	x	4
Zoizitt						x			1						
Hornbl.	x			1						42	23	11			
Kalkspat				x						9	9	x			1
Apatitt	x	x	x	x	x	x	x			x	x	x	x	x	x
Turmalin	x	x	x	x										x	
Rutil	x	x	x	x			x		x	1	1	0,6			
Titanitt									x		x		x		
Zirkon	x	x	x	x	x	x	x		x	x		x	x	x	x
Erts	2	1	0,6	x	1	x	2	1	4	2	1	x	2	x	3
Staurolitt								1							
Sericitt		x	x	1	x				x			x	x	x	
Orhitt												x	x		

De undersøkte bergartene befinner seg i almandin-amfibolittfacies. Den største delen av området befinner seg i staurolitt-almandin-subfacies. Østsiden av Lillefjellet og den østligste del av området, befinner seg muligens i kyanitt-almandin-muskovitt-subfacies.

V. Aldersforholdet mellom bergartene.

Fra tidligere arbeider i tilgrensende strøk er de opprinnelige sedimentære bergartene blitt tolket som kambrosiluriske. Disse har fått sitt høymetamorfe preg under den kaledonske fjellkjedefoldning. De eruptive bergartene er også av kaledonsk alder.

Det er intet som tyder på at det samme ikke er tilfelle innen det her beskrevne område også. Noen stratigrafi har det ikke vært mulig å sette opp hos de metamorfe sedimenter. Lagene er sterkt foldet og sammenpresset, så resultatet er blitt steile lagstillinger. Man finner derfor heller ikke gode ledehorisonter.

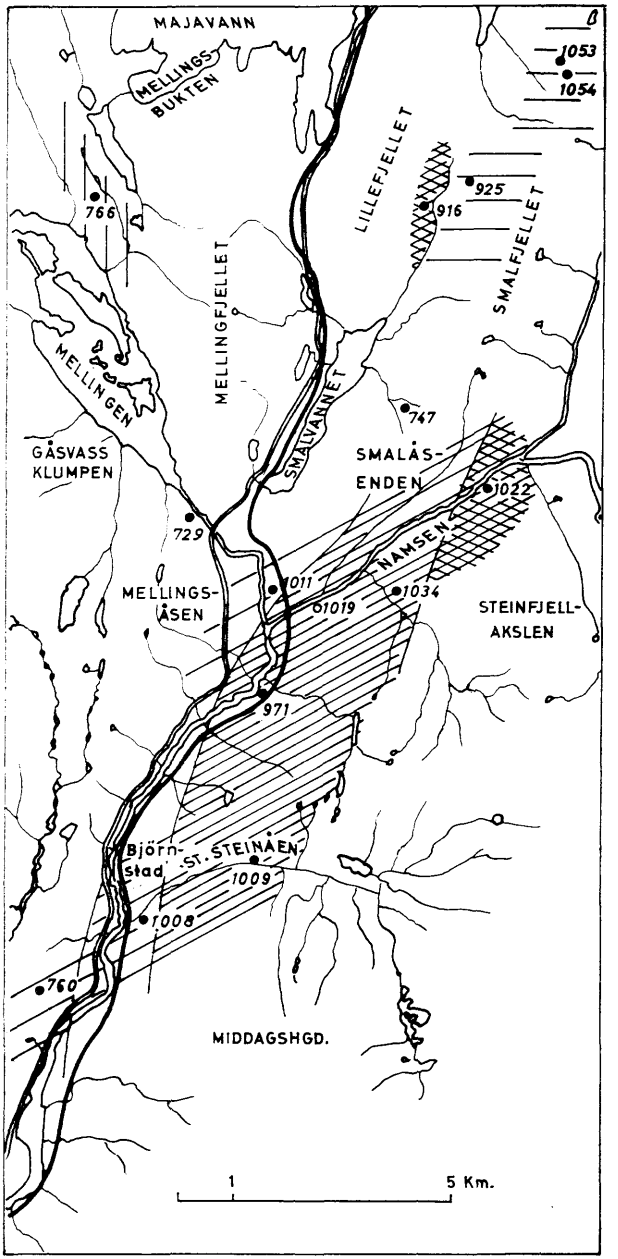
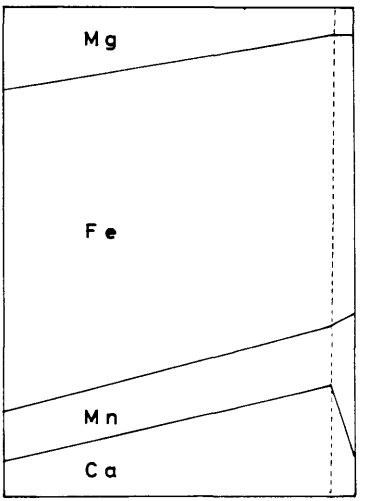
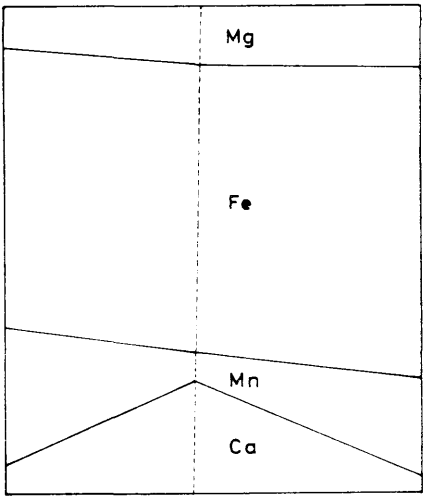


Fig. 10. Kart som viser den geografiske fordeling av de undersøkte granatene.
Map showing the geographical distribution of the garnets examined.





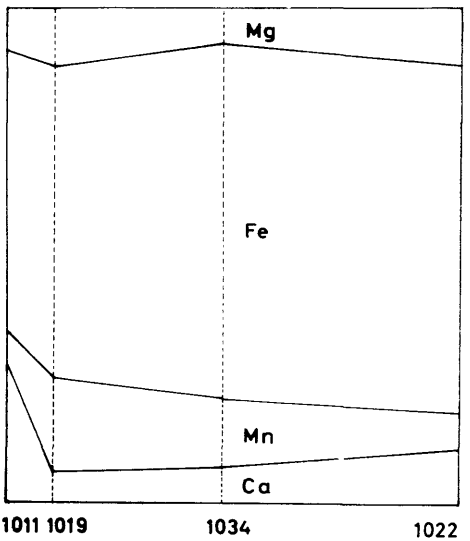


Fig. 11, fig. 12, fig. 13. Den prosentvise fordeling av Mg, Fe, Mn og Ca hos granatene langs tre profiler i marken.

The percentage distribution of Mg, Fe, Mn and Ca in the garnets along three profiles in the field.

Det eneste man kan si, er at den granodiorittiske gneisen i Mellingsfjellet later til å ligge under glimmergneisen.

Aldersforholdet mellom eruptivene er antatt å være følgende: olivinsten, amfibolitt og lys granodioritt.

Det har vært påvist at alpine peridotitter og serpentinitter nesten alltid forekommer sammen med geosynklinale sedimenter (gråvakker og «cherts») og vulkanitter (basalter, spilitter, keratofyrer). Det er alminnelig antatt at disse ultrabasiske bergartene har trengt inn under det tidligste stadium av foldningen, som avslutter sedimentasjonen og innvarsler orogenesen (Hess, 1955, s. 391–395, Turner & Verhoogen 1960, s. 310).

I alle deler av de skandinaviske kaledonider hvor de stratigrafiske forhold er kjent, så forekommer peridotittene bare i den eldre del av lagrekken, svarende til Røros og Støren-gruppen i Trondheimsfeltet (Strand 1960).

Det er derfor en mulighet for at bergartene innen området kan parallelliseres med Rørvik-avdelingen i øst (Foslie & Strand 1956). Rørvik-avdelingen er igjen parallellisert med Støren-gruppen, som er antatt å være av tidlig ordovicisk alder (Strand 1958).

Granodiorittiske ganger gjennomsetter amfibolittene, det er derfor tydelig at amfibolittene må være eldre.

Etter det som foreligger, er sannsynligvis trondhjemitten i vest av de yngre eruptivene.

VI. Summary.

The investigated area is situated in the Norwegian Caledonian orogenic belt, south of Majavann (Nordland county).

The main rock types are:

1. Mica-gneisses and garnet-mica-schists, of which the gneissic types are more dominant. Some concordant layers of cristalline limestone are encountered in the latter.
2. Cristalline limestones. They occur as rather massive layers in both mica-gneisses and amphibolites and occasionally also as thin layers in granodioritic-gneisses. Only the more important layers are indicated on the map.
3. Granodioritic-gneisses, which seem to be conformable both to the adjacent mica-gneisses and limestones. Towards its borders the granodioritic-gneiss has a distinct banded appearance.

4. Amphibolites. They occur mainly as lenses and alternating bands in the micagneisses, sometimes, however, also in the granodioritic-gneisses. Spectrographic Ni-analyses and field observations suggest a sedimentary origin for the garnet-amphibolites from Smalfjellet and both the central and the northwestern parts of the area. The amphibolitic lenses in the granodioritic gneisses and the amphibolites in the eastern part of the area are probably of magmatic origin.
5. Tremolite-schists, which occur as lenses in the mica-gneiss of the central part of the area.
6. Peridotite. A small outcrop of peridotite occurs in the granodioritic-gneiss on the shore of Majavann, just north of Mellingsfjellet.
7. Trondhjemite. These rocks occur as a massive body in the western part of the area and extend farther to the west. A zone of cristalline limestone appears with the mica-gneisses of Mellingsåsen.
8. Light coloured granodiorite, which were found in the southern and eastern part of the investigated area. (For the adjacent areas, see Foslie & Strand, 1956).

Metamorphism.

The classification of Turner & Verhoogen (1960) is used. Both rocks of sedimentary and magmatic origin are regionally metamorphosed during the Caledonian orogeny.

In the amphibolites, the plagioclases, which are in equilibrium with epidote, show an increasing An-content from west to east. It is highly possible that this indicates an increasing degree of metamorphism (fig. 7).

It is concluded that a lower almandite-amphibolite facies metamorphism is valid for the investigated area. A more detailed subdivision based on the mineral paragenesis of the rocks is not possible. An exception is presented by the staurolite-bearing garnet-muscovite-schist.

An extensive investigation of the garnets has been carried out as it is believed that their composition is dependent on the degree of metamorphism. Thus a finer subdivision of metamorphic facies seems to be possible.

The methods followed are described, and the results of the measurements are discussed. It is concluded that the differences in metamorphism assumed from the mineral paragenesis of the amphibolites is in accordance with the results obtained from the study of the garnets.

The main part of the area is metamorphosed in the almandite-stauro-

lite-subfacies, while the rocks of the area to the east of Lillefjellet and the easternmost part of the investigated region possibly belong to the kyanite-almandite-muscovite-subfacies.

Litteratur.

Azároff, L. V. & Buerger, M. J. 1958. The powder Method. Mc. Graw-Hill, New York.

Barth, T. F. W. 1936, Structural and petrologic studies in Dutchess County, New York. Part II. Bull. geol. Soc. Amer. 47, no. 6, pp. 775–850.

— 1962. Theoretical petrology. 2nd Edition, Wiley, New York.

Buddington, A. F. 1952. Chemical petrology of some metamorphosed Adirondack, gabbroic, syenitic and quartz syenitic rocks. Am. Jour. Sci., Bowen Volume, pp. 37–84.

Carstens, C. W. 1920. Norske peridotiter I og II, NGT 5, pp. 1–73.

Corneliussen, O. A. 1891. Bidrag til kundskaben om Nordlands amts geologi, NGU 4.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. 1962. Rockforming minerals, vol. I. Longmans, London.

Dietrich, R. V. 1963. Banded gneisses of eight localities. NGT 43, pp. 89–115.

Drescher-Kaden, F. K. 1948. Die Feltspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Springer, Berlin.

Engel, A. E. J. & Engel, C. G. 1960. Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York, Part II, Bull. geol. Soc. Amer., vol. 71, no. 1, pp. 1–57.

Eskola, P. 1921. On the Eclogites of Norway. Vid.selsk. 1921, no. 8.

Foslie, S. 1949. Håfjellsmulden i Ofoten og dens sedimentære jern-mangan-malmer. NGU 174, pp. 1–129.

Foslie, S. & Strand, T. 1956. Namsvatnet med en del av Frøyningsfjell, NGU 196, pp. 1–82.

Frietsch, R. 1957. Determination of the Composition of Garnets without Chemical Analysis. Geol. Fören. Förhandl., bd. 79, h. 1, pp. 43–51.

Goldschmidt, V. M. 1917. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens. IV. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vid.Selsk. 1916, no. 2, pp. 1–140.

— 1921. Die Injektions-metamorphose im Stavanger-Gebiete. Vid.Selsk. 1920, no. 10, pp. 1–142.

Gustavson, M. & Grønhaug, A. 1960. En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgefjell. NGU 221, pp. 26–74.

Harker, A. 1932. Metamorphism. Methuen, London.

Heier, K. 1962. The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. NGT 42, pp. 157–165.

Henriques, Å. 1958. On the determination of the composition of garnet without chemical analyses. Ark. för. min. och geol., bd. 2, no. 23, pp. 349–352.

Hess, H. H. 1955. Serpentines, orogeny and epeirogeny; Crust of the Earth (A Symposium) edit. Poldervaarts, A., Geol. Soc. Am. Special Paper, pp. 391–407.

Holmsen, G. 1919. Geologiske iagttagelser fra Børgefjell. NGU 49, pp. 1–14.

Keilhau, B. M. 1832. Reise i Jemtland og Nordre-Trondhjems Amt i sommeren 1831. Mag. for Naturvidensk. Anden Rækkes 1ste Bind (11te Bind), pp. 18–160.

Kjerulf, Th. 1876. Om Trondhjems stifts geologi. Nyt Mag. for Naturvidensk. 2den Rækkes 1ste Bind (21 Bind), pp. 1–94.

Lambert, R. St. J. 1959. The mineralogy and Metamorphism of the Moine Schists of the Morar and Knoydart Districts of Inverness-shire. Trans. Roy. Soc. Edinb. vol. 63, pp. 553–588.

Lapadu-Hargues, P. 1945. Sur l'existence et la nature de l'Apport chimique dans certaines séries cristallophylliennes. Bull. Soc. Géol. de France. (5), XV, pp. 255–310.

Lien, H. 1956. En geologisk og petrografisk beskrivelse av de vestlige traktene på kartblad Hattfjelldal. (Hovedoppgave i mineralogi og petrografi 1956 I, ikke publ.) pp. 1–58.

Miyashiro, A. 1953. Calcium-poor garnet in relation to metamorphism. Geochim. et Cosmoch. Acta 4, pp. 179–208.

Oxaal, J. 1910. Fjeldbygningen i den sydlige del av Børgefjeld og trakterne om Namsvandene. NGU 53, pp. 1–26.

— 1919. Dunderlandsdalen. NGU 86.

Ramberg, H. 1949. The facies classification of rocks: a clue to the origin of quartzofeldspathic massifs and veins. Jour. Geol., vol. 57, pp. 18–54.

Rekstad, J. 1910. Beskrivelse til det geologiske kart over Bindalen og Leka. NGU 53, pp. 1–37.

— Hatfjelldalen, beskrivelse til det geologiske generalkart. NGU 124, pp. 1–36.

Skinner, B. J. 1956. Physical properties of end-members of the garnet group. Am. Mineral. vol. 41, pp. 428–436.

Skjeseth, S. & Sørensen, H. 1953. An Example of Granitization in the Central Zone of the Caledonides of Northern Norway. NGU 184, pp. 154–183.

Sriramadas, A. 1957. Diagrams for the correlation of unit cell edges and refractive indices with the chemical composition of garnets. Am. Mineral. vol. 42, pp. 294–298.

Strand, T. 1953. Geologiske undersøkelser i den sydøstligste del av Helgeland. NGU 184, pp. 124–141.

— 1955. Sydøstligste Helgelands geologi. NGU 191, pp. 55–70.

— 1956. Se Foslie & Strand.

— 1958. Greenschists from the south-eastern part of Helgeland, Norway, their chemical composition, mineral facies and geological setting. NGU 203, pp. 112–128.

— 1960. The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation; Geology of Norway, edit. Holtedahl, O., NGU 208, pp. 170–284.

Sturt, B. A. 1962. The Composition of Garnets from Pelitic Schists in relation to the Grade of Regional Metamorphism. Jour. Petr. vol. 3, no. 2, pp. 181–191.

Suhrland, R. 1861.Geognostiske og geographiske Bemærkninger samlede paa en Reise til Helgeland 1843. Nyt Mag. for Naturvidensk. II Bind, pp. 226–240.

Thayer, T. P. 1960. Some Critical Differences between Alpine-Type and Stratiform Peridotite-Gabbro Complexes. XXI. Int. Geol. Cong. Part XII, pp. 247–259.

Tröger, E. 1959. Die Granatgruppe: Beziehungen zwischen Mineralchemismus und Gesteinsart. Neues Jb. Miner., Abh. bd. 93, pp. 1–44.

Turner, F. J. & Verhoogen, J. 1960. Igneous and metamorphic petrology. Mc. Graw-Hill, Inc., New York.

Vogt, Th. 1927. Sulitelmafeltets geologi og petrografi. NGU 211, pp. 1–560.

Walker, Joplin, Lovering and *Green* 1960. Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and limemagnesia sediments of the precambrian of north-western Queensland. Jour. Geol. Soc. Australia, Vol 6, part II, pp. 149–178.

Winchell, A. N. & Winchell, H. 1951. Elements of Optical Mineralogy, Part II. Descriptions of Minerals, Wiley, New York.

Winchell, H. 1958. The composition and physical properties of garnet. Am. Mineral. vol. 43, pp. 595–600.

Wright, W. I. 1938. The composition and occurrence of garnets. Am. Mineral. vol. 23, pp. 436–445.

The minerals of the granite pegmatite at Spro, Nesodden, near Oslo.

A preliminary report.

By
GUNNAR RAADE

Abstract.

A Precambrian granite pegmatite formerly mined for feldspar is situated at Spro, Nesodden, 20 km SSW of Oslo, Norway. It is shown to consist of two different phases. The paragenesis seems to be as follows: 1) Older phase, characteristic minerals: microcline, muscovite, monazite, thorite, samarskite, columbite, beryl(?). 2) Younger phase, characteristic minerals: fine-grained albite, green muscovite, tourmaline, topaz, microlite, apatite, calcite, fluorite.

Introduction.

The pegmatite concerned is situated close to the sea shore a few hundred metres north of Northern Spro quay on the western side of the Nesodden peninsula, some 20 km SSW of Oslo. The countryrock is a highly varied Precambrian leptite migmatite (Gleditsch 1952) with fold axis and foliation nearly parallel to the pegmatite dike, which is lens shaped and about 230 m long with the main axis lying N-S. Its greatest width, exposed by the underground workings, is 24 m. See fig. 1.

Mining for feldspar and quartz took place on a large scale in the period 1904–18, although the mine was opened before that time, probably around 1880–90. The form and size of the mine (summer 1963) is given in fig. 1. The pegmatite has yielded several thousand tons of feldspar.

Mineral Descriptions.

Microcline perthite is the chief mineral of the pegmatite. It has a white to reddish colour. In contact with radioactive minerals the feldspar is stained red and is more brittle than usual.

Albite. The albite is white and has an anhedral granular texture which varies from moderately fine grained to sugary. Crystals of typical cleavelandite habit have not been encountered. The age relationships of the two feldspars are indicated in places near the border of the pegmatite, by the microcline being brecciated and the cracks filled with albite.

Quartz. This mineral possesses the greyish and milky appearance typical of quartz in Norwegian Precambrian pegmatites.

Muscovite. Ordinary silvery muscovite is most common; a single specimen shows a globular form ("ball mica"). In addition there occurs a greenish muscovite in small scales and crystals together with albite. Bjørlykke similarly reports greenish muscovite accompanying cleavelandite in the younger phase of the Iveland pegmatites (Bjørlykke 1935, p. 247). Optical spectrograms of the two mica types show them to be ordinary muscovites, with only slight differences in composition and no appreciable Li.

Fluorite. A green variety showing a weak fluorescence is found in quartz. A violet type is more widely distributed, either in small masses or as a coating on cracks. Both types give a fairly strong thermoluminescence.

Calcite. A few large accumulations of calcite (10–20 cm) intersected by crystals of green muscovite occur together with violet fluorite and in contact with albite, microcline, and quartz.

Tourmaline is very common in euhedral crystals together with albite and green muscovite. The crystals are often fractured and the fractures filled with quartz or albite. The colour is commonly black, but sometimes small crystal fragments possess a blue colour. An optical spectrogram reveals that the tourmaline is rich in Na and Fe. Marked pleochroism, O = strongly blue, E = light yellow.

Beryl was identified by its X-ray powder pattern. Euhedral crystals in quartz reach 1–2 cm in diameter, and are sometimes seen to enclose quartz and tourmaline. The mineral is usually strongly altered. A few small, clear crystals were observed in albite/quartz aggregates. These may represent recrystallized beryl material derived from the alteration of primary (?) beryl.

Topaz is occasionally met with as fresh crystals, up to 1 cm across, in quartz, – but more commonly the crystals are partially or wholly altered to muscovite. The mineral is only observed close to tourmaline. An optical spectrogram showed a Ge content of a few hundred ppm (Oftedal 1963).

Microlite. A rare mineral, occurring in euhedral brown crystals up to 3 mm in diameter and as irregular masses in quartz with finegrained

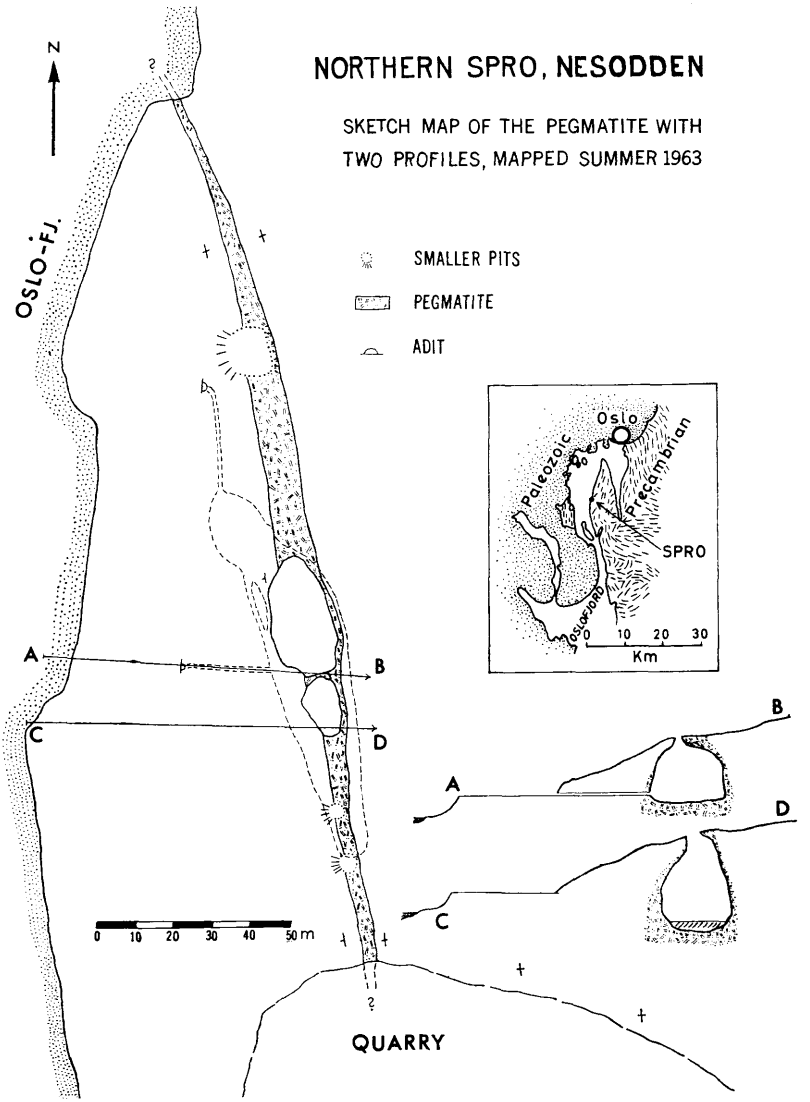


Fig. 1. The map is only very approximate, but gives a general idea of the situation. The quarry on leptite in the southern part of the area has been worked for road material.

albite and tourmaline, was identified by X-ray powder data as a non-metamict pyrochlore mineral. The crystals are somewhat rounded and show many forms. An optical spectrogram gave: Ca $\geq$ Na, Ta $>$ Nb

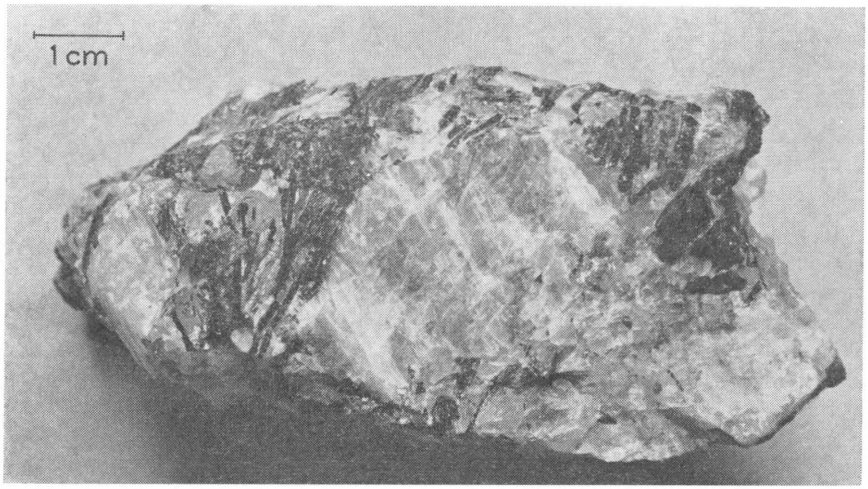


Fig. 2. Remnant of microcline, in the centre (older phase), surrounded by black tourmaline and quartz (younger phase).

> Ti, Pb, etc., which is in good accordance with the general formula of microlite.

Samarskite. Brøgger mentioned this mineral from Spro and identified it as either euxenite or samarskite (Brøgger 1906). It is a quite common mineral forming anhedral aggregates in microcline. The colour varies widely, from nearly black to brown and translucent yellowish brown. It is always metamict, giving the powder pattern of samarskite only after heating. An optical spectrogram showed Ta ~ Nb, Fe, Ti, Y, Be, Pb (indicating U, Th). It is also worthy of mention that the W content is in the order of 1% (Oftedal 1961). Semi-quantitative X-ray spectrograms gave the following results: 1) Sample of nearly black mineral from microcline: 0,8% TiO_2, high U and low Y content (relative to sample 2). 2) Light brown mineral from an association with columbite: 10% TiO_2 (rather high for samarskites), relatively low U and high Y content. Both samples are unusually rich in Ta, suggesting that the composition is intermediate between samarskite and yttrotantalite. The two samples were heated and then X-rayed. They gave identical powder patterns of samarskite.

Euxenite. Brown euxenite in microcline from Spro was found in a sample belonging to the Mineralogisk–Geologisk Museum in Oslo

(identified from the powder pattern after heating). It was collected in 1905. The author has not been able to find this mineral, which possibly had a very limited occurrence.

Columbite frequently occurs in crystals up to 2 cm long in albite and coarse muscovite, where it is always corroded and partly replaced by albite. It is also found in small irregular masses within samarskite. From an optical spectrogram it is seen to have a normal composition with a relatively high Mn:Fe ratio. The content of W is very low, of the order of a few thousand ppm.

Thorite together with samarskite occurs in small brown nodules. It was identified by the X-ray powder method.

Monazite. Some crystal fragments have been encountered in microcline.

Apatite. Two small masses of nearly white apatite fluoresceing yellowish red were identified optically; quartz with topaz are the host minerals.

Pyrite is found in small quantities only.

Chalcopyrite is still more rare.

Molybdenite. A few nodules and rosettes occurred near albite.

Gypsum as a cover on muscovite blades is a relative recent formation.

Malachite is a secondary product from chalcopyrite.

Some Remarks on the Mineral Paragenesis.

The granite pegmatite at Spro consists of two different phases. The following minerals most likely belong to *the older phase*: Microcline perthite, quartz, muscovite, samarskite, euxenite, columbite, thorite, monazite, and probably beryl. The W contents of samarskite and columbite have been mentioned above. Thus the samarskite contains about 10 times more W than the columbite. This is a very curious fact, as all evidence suggest a close genetical relationship between the two minerals.

The younger phase comprises the following minerals: Albite, quartz, green muscovite, tourmaline, topaz, microlite, apatite, calcite, beryl (recrystallized). Green fluorite also belongs here, and probably the violet variety as well. Calcium and boron are characteristic elements of this younger phase.

The position of pyrite, chalcopyrite, and molybdenite is more uncertain, they may belong to the older phase.

Gypsum and malachite are quite recent formations.

It must be emphasized that the present interpretation is only preliminary. A full clarification of this problem would require further work.

Acknowledgements.

I am greatly indebted to Mr. Bjørn Larsen for taking part in the field work and for the design of the map. The X-ray work was done at Mineralogisk–Geologisk Museum, Oslo, and the optical spectrography at Institutt for Geologi, Blindern, Oslo, by Professor Oftedal. The photograph was taken by Miss B. Mauritz. Thanks are due to all the persons who have kindly helped me.

Sammendrag.

Mineralene i granittpegmatitten ved Spro, Nesodden, nær Oslo.

Den beskrevne pegmatitt ligger straks nord for Spro pukkverk, Nordre Spro, Nesodden, ca. 20 km SSW for Oslo. Den danner en stor linse i et prekambrisk leptitt-kompleks. Lengden er ca. 230 m og største observerte bredde i dypet 24 m. Pegmatittlinsen står nær loddrett og har hovedaksen omtrent N–S, som her også er retningen for leptittens foliasjon.

Pegmatitten er drevet på kalifeltspat og kvarts i årene 1904–18. Fig. 1 gir et begrep om gruvens størrelse.

Det er påvist og beskrevet i alt 21 mineraler, fordelt på to adskilte faser. Følgende mineraler hører til *den eldre fase:* mikroklin (perthittisk), kvarts, muskovitt, samarskitt, euxenitt, columbitt, thoritt, monazitt og sannsynligvis beryll. Et merkelig forhold er at samarskitten inneholder ca. 10 ganger så mye W som columbitten, selv om disse mineralene synes å være genetisk sammenhørende. Samarskittens Ta-innhold er forøvrig nokså høyt, slik at mineralet nærmer seg yttrotantalitt. TiO_2-innholdet kan gå opp i 10%.

Den yngre fasen omfatter: finkornet albitt, kvarts, grønnlig muskovitt, turmalin, topas, mikrolitt, apatitt, kalkspat, rekrystallisert beryll og antagelig grønn og fiolett flusspat.

Svovelkis, kopperkis og molybdenglans opptrer sparsomt; de tilhører muligens den eldre fase.

Gips og malakitt er sene dannelser.

Det bør understrekes at ovenstående tolkning er rent foreløpig.

References.

Bjørlykke, H. 1935. The mineral paragenesis and classification of the granite pegmatites of Iveland, Setesdal, Southern Norway. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 14, pp. 211–311.

Brøgger, W. C. 1906. Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge I. Videnskabs-Selskabets Skrifter, Math.-Naturv. Klasse, 1906, No. 6. 159 p.

Gleditsch, Chr. C. 1952. Oslofjordens prekambriske områder I. Norges Geol. Unders., no. 181. 118 p.

Oftedal, I. 1961. Contribution to the Geochemistry of Tungsten. The Bull. of the Geol. Institutions of the Univ. of Uppsala, vol. XL, pp. 135–138.

— 1963. The Germanium contents of some Norwegian topaz specimens. Norsk Geol. Tidsskr., vol. 43, pp. 267–269.

Eocambrian and Lower Palaeozoic geology of the Digermul Peninsula, Tanafjord, Finnmark.

By
H. G. READING
Department of Geology and Mineralogy, Oxford, England.

Abstract.

The stratigraphical succession of the Digermul Peninsula consists of about 3 000 metres of conformable clastic sediments with carbonates and volcanic rocks absent. It has been divided into two groups. The lower, Vestertana Group, is about 1 450 metres thick and starts with two tillite formations. It includes slates, ortho-quartzite and greywacke sandstones. No body fossils have been found in the group but trace fossils are abundant. The upper, Digermul Group, is about 1 500 metres thick and consists of alternate units of sandstones and shales. The sandstones are mainly orthoquartzites. Fossils, including trilobites and brachiopods, occur at several horizons and an age ranging from Lower Cambrian to Tremadocian has been established.

The principle structure is a major south eastwards facing overturned syncline within which there are many minor folds and thrusts. A major overthrust of the "Caledonian" metamorphic complex from the NNW followed the formation of this structure. The last event was normal faulting along W–E and WNW–ESE lines. A few post-folding quartz dolerite dykes also occur.

Introduction.

The Digermul Peninsula lies on the north coast of Norway between longitudes 27° 35′ and 28° 15′ east and between latitudes 70° 30′ and 70° 45′ north (Figs. 1 and 2). It protrudes from the head of Tanafjord, splitting it into two, with Langfjord on the northwest and the main Tanafjord and Vestertanafjord on the southeast.

No roads or paths exist and habitations are restricted to a few farms at Laggo at the head of Langfjord and at Stappogiedde on the southeast coast. Much of the peninsula is margined by steep cliffs which in many

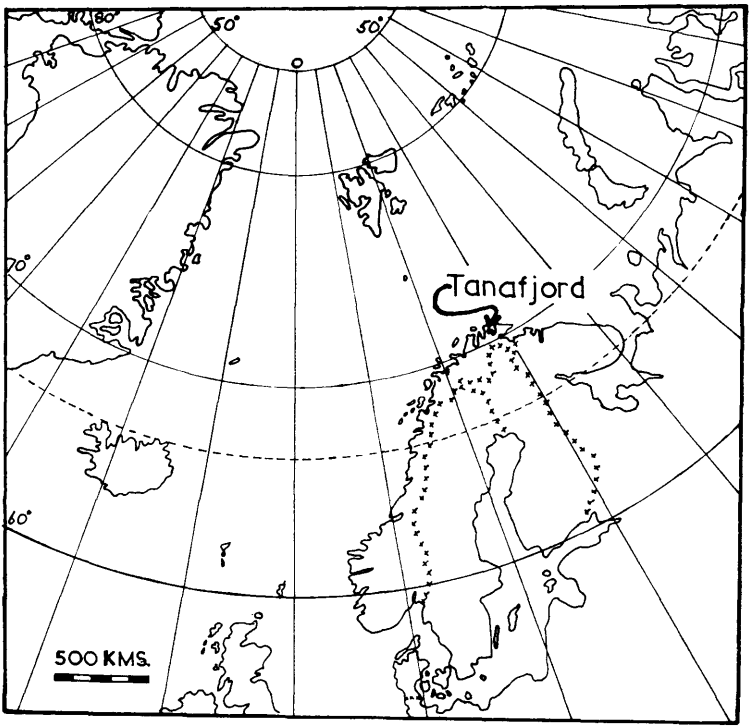


Fig. 1. Sketch map showing relation of Tanafjord to other arctic regions.

places rise abruptly from the sea to a height of 450 metres. The slope inland is more gradual in those parts where metamorphic rocks occur and along the southeastern shore of the peninsula. The centre of the peninsula is essentially a peneplane about 500 metres high, covered by frost shattered boulders and dissected along the southeast side by steep narrow valleys and along the northwest coast by broad glaciated valleys.

The writer first visited the Digermul Peninsula in 1950, while a student. In 1959 he returned with the purpose of mapping the whole peninsula and establishing a stratigraphical succession if possible dated by fossils. This was accomplished and a number of trilobite faunas obtained.

In 1961 and 1963 parties of undergraduate students from Oxford mapped some areas in greater detail. Dr. Gunnar Henningsmoen visited the area in 1960 and 1963 with F. Nikolaisen to collect more fossils and

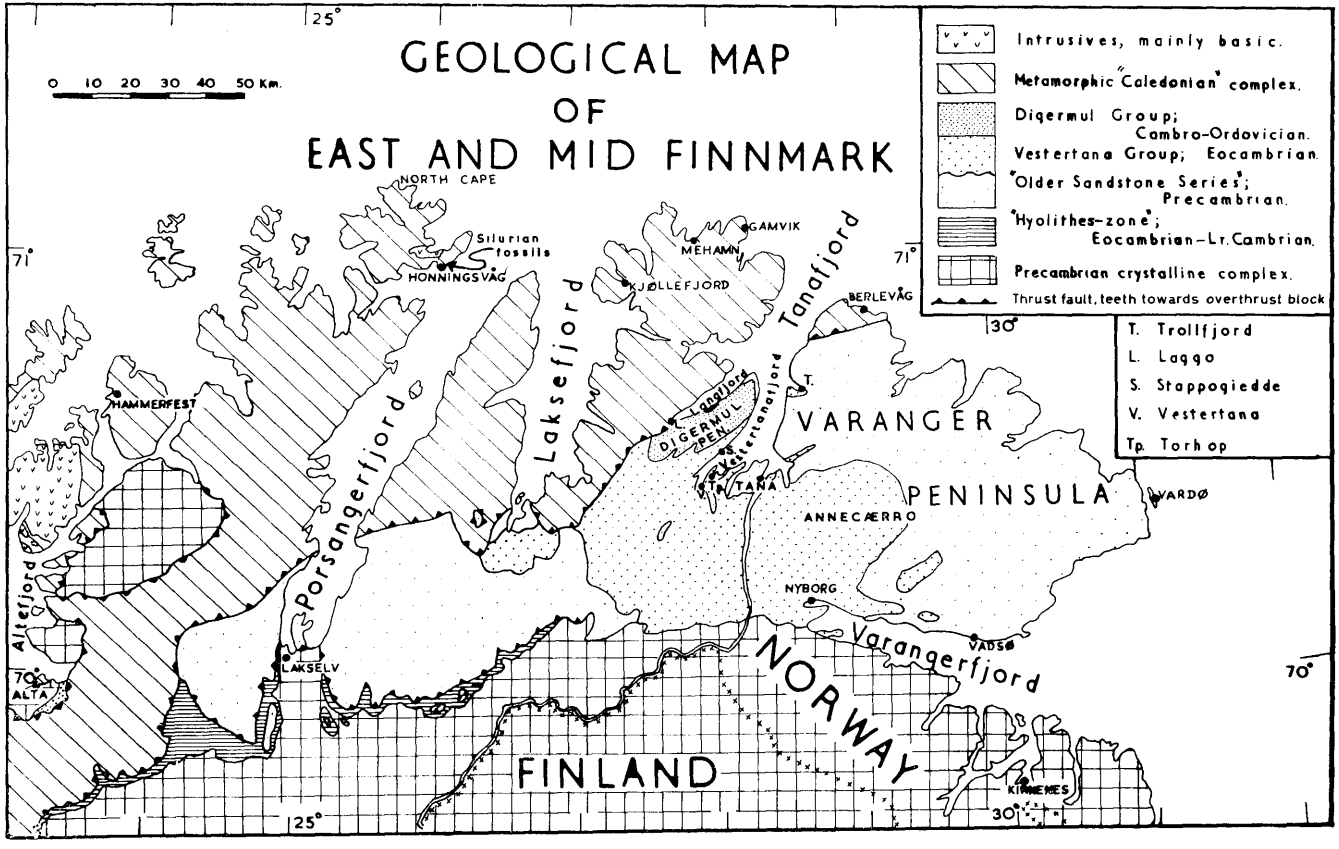


Fig. 2. Geological map of East and Mid Finnmark (largely after Holtedahl and Dons, 1960).

the author returned again in 1964 to make a detailed description of the sedimentary rocks.

Mapping was done using 1:50,000 N.A.T.O. maps, enlarged to 1:25,000, as base maps, supplemented by compass traverses and by plane table surveys of Kistedalen and Hånsvikdalen. Aerial photographs were available only for a small area to the southwest of Stappogiedde. Since the survey was made and geological map completed aerial photographs have become available for the whole peninsula.

The purpose of this paper is to present the broad outlines of the geology. Details of the sedimentology will be published later.

The author is indebted to a large number of people for the completion of this work; to Dr. K. S. Sandford who first suggested visiting the Tana region, to Professor O. Holtedahl and Dr. Sven Føyn who have constantly aided with advice and encouragement from their wide knowledge of Finnmark geology, Dr. Føyn himself revisiting the Digermul in 1964; to Dr. Gunnar Henningsmoen who has so kindly undertaken all the palaeontological identifications and who has also helped with discussion and criticism.

For assistance in the field the author would like to thank R. Pattinson and J. K. Russell, his companions in 1959, in particular for their detailed mapping of Kistedalen and for finding the first Tremadocian fauna in Finnmark; to M. E. Fox, M. F. Tuke and S. W. Richardson who made an accurate map of Hånsvikdalen in 1961; to J. D. Collinson, D. M. Cruden, D. M. D. James and B. R. Rosen who began mapping to the southwest of Stappogiedde; to D. R. V. Beynon, J. D. Collinson and R. G. Walker who accompanied the writer in 1964 and not only extended and improved the original map but measured and photographed innumerable stratigraphical sections.

No acknowledgements would be complete without thanking the people of Tanafjord, in particular those at Laggo and Stappogiedde for their hospitality and readiness to help with boats under all conditions of weather.

Field expenses in 1959 were defrayed by the Norges Geologiske Undersøkelse. A generous award from the Scientific Affairs Division of N.A.T.O. allowed the 1964 visit and paid for subsequent laboratory work. To both these bodies and to the many other contributors who made these investigations possible, the author is extremely grateful.

The manuscript has been greatly improved by the critical reading of Drs. Sandford, Henningsmoen, Føyn, Walker and Oxburgh.

Geological background.

The outlines of the geology of Finnmark were established by Holtedahl (1918, 1931) who gives a summary of current knowledge in the Geology of Norway (1960, p. 116–125). This work also includes an account of the structure of Finnmark by Strand (p. 270–277).

East Finnmark is made up of a wedge of sediments lying between an overthrust metamorphic "Caledonian" complex to the north-northwest and the Fennoscandian basement of Precambrian crystalline rocks to the south (Fig. 2). The metamorphic "Caledonian" complex consists of phyllites, schists, and quartzites. It is probably approximately equivalent to the sedimentary wedge for at Berlevåg on the north coast of the Varanger Peninsula the thrust which separates them dies out and there is a transition from metamorphosed into unmetamorphosed sediments (Holtedahl, 1918, p. 270; Føyn, 1937, p. 158).

The stratigraphical sequence of the sedimentary wedge can be divided into three parts: –

3. *Digermul Group*, c. 1500 m. – sandstones and shales containing Cambrian and Ordovician fossils.
2. *Vestertana Group*, c. 1450 m. – sandstones and shales with two tillite formations at the base.
   Slight unconformity
1. *"Older Sandstone Series"*, 1200 m. – sandstones and shales with dolomite in the upper part.

The "Older Sandstone Series" (Føyn, 1937) or "Dolomite-bearing sandstone division" (Holtedahl, 1918, 1960) or "Older Eocambrian Division" (Føyn, 1960) has been described by Holtedahl (1918, 1931, 1960) and Føyn (1937, 1960). It does not outcrop on the Digermul Peninsula and has not been examined by the author. Above it comes an unconformity first discovered in Varangerfjord by Holtedahl (1918) and confirmed in the Tana district by Føyn (1937). The angular discordance is small (estimated at 1° to 2° by Føyn) and its recognition is due primarily to the absence of the higher divisions of the Older Sandstone Series towards the southwest.

The Vestertana and Digermul Groups were described by Føyn (1960) as the "Younger Eocambrian Division" and divided by him (1937) into two, a "Tillite-bearing Sandstone Series" (Holtedahl, 1918) including the present Duolbasgaissa formation and a "Fossiliferous Stage", equivalent to the present Kistedal Formation.

Føyn spent the summers of 1933 and 1934 in the Tana district. He mapped the region around the head of Tanafjord and established that there were two tillite horizons. Toward the end of his field work he encountered fossils on the beach at Laggo, and so made excursions into the Digermul Peninsula up the valleys of Bokselven, Hånsvikdalen, Kistedalen and Digermuldalen (Fig. 6), finding fossils, mainly brachiopods, in situ. The fossils were identified by Strand (1935) as probably Middle Cambrian. These were the first fossils to be found in Finnmark other than in the narrow "Hyolithes Zone" of Lower Cambrian age between the metamorphic complex and basement in west Finnmark (Fig. 2).

Føyn also crossed the peninsula to examine the sequence between Stappogiedde and Duolbasgaissa and to link up the fossiliferous beds with the tillite-bearing sandstones; he proved that the tillites lay below the Cambrian. At the same time in a general section of the strata above the tillites on the Digermul Peninsula he showed that there were about 2200 metres of sandstones and shales above the subtillite unconformity. He also established the essentials of the structure.

In 1950 the writer found one specimen of *Paradoxides* in a loose rock in Kistedalen showing that part of the sequence was undoubtedly Middle Cambrian (Holtedahl, 1952). In 1959 the major part of the peninsula was mapped and a stratigraphical sequence measured which suggested that there were 4600 metres of sediments above the unconformity. Trilobite horizons confirmed various ages in the upper part of the column ranging from the top of the Lower Cambrian to the Tremadocian. Whilst the succession has remained unchanged, the 1964 visit has led to a reduction in the estimated thicknesses of some structurally deformed formations making the present total about 3000 metres for the strata above the unconformity.

Stratigraphy.

Vestertana Group.

The Vestertana Group is about 1450 metres thick and includes 5 formations from the Lower Tillite to the Breivik Formation. These outcrop around Vestertanafjord (Fig. 2) where structural complexities are at a minimum and the whole group is best exposed. Body fossils have not yet been found in this group, but trace fossils are abundant. The general sequence is shown in Fig. 3.

Lower Tillite Formation.

This formation does not outcrop in the Digermul Peninsula and is only found on the tiny island of Areholmen. It was visited south of Trollfjord on the east side of Tanafjord, at the point northeast of Torhop and at Vestertana (Fig. 2). Føyn (1937) showed that it is a badly sorted rock containing pebbles and boulders up to 2 metres in diameter of dolomite, Precambrian crystalline rocks, especially granites and gneisses, and some quartzitic sandstones in a matrix of silt and clay. Dolomite boulders predominate except towards the south where the proportion of crystalline boulders is higher. Some bands of sorted pebbles occur and traces of stratification are frequent. The thickness is rather variable, ranging from 7 to 50 metres.

Nyborg Formation.

This was named by Holtedahl (1960, p. 118) after a locality at the head of Varangerfjord (Fig. 2) for strata between the two tillite formations. It has been described by Føyn (1937, 1960) as "red brown sandstones and red and green shales." Lying between the two massive tillite formations, much of it is disturbed by asymmetrically overturned folds and its true thickness is different to measure. It is at least 200 metres and possibly 400 metres thick,

The lower part is extensively exposed in the Tana District, but was seen by the author only on the shore opposite Vestertana and at Torhop (Fig. 2). It consists of reddish purple or green silty mudstones interbedded with sandstone bands 5–30 cms thick which are occasionally graded and show ripple cross-lamination and small scoured surfaces. Current directions are somewhat variable but suggest flow towards the west or northwest.

The upper 100 metres of the Nyborg Formation is exposed along the coast at Stappogiedde on the Digermul Peninsula. The lowest beds seen are graded grey-green greywacke[1] sandstones, with ripple cross-laminated

[1] Throughout this paper sandstone terminology follows Pettijohn (1957). "Greywacke" indicates a sandstone which in the field appears to have a high proportion of detrital matrix. Thin section examination to date shows that the greywackes fall within McBride's (1962) definition and include more than 15 % chlorite-sericite matrix, more than 10 % unstable fine-grained rock fragments and more than 5 % felspar. "Orthoquartzite" indicates a sandstone with a high proportion of quartz, cemented with

(Note cont. p. 176)

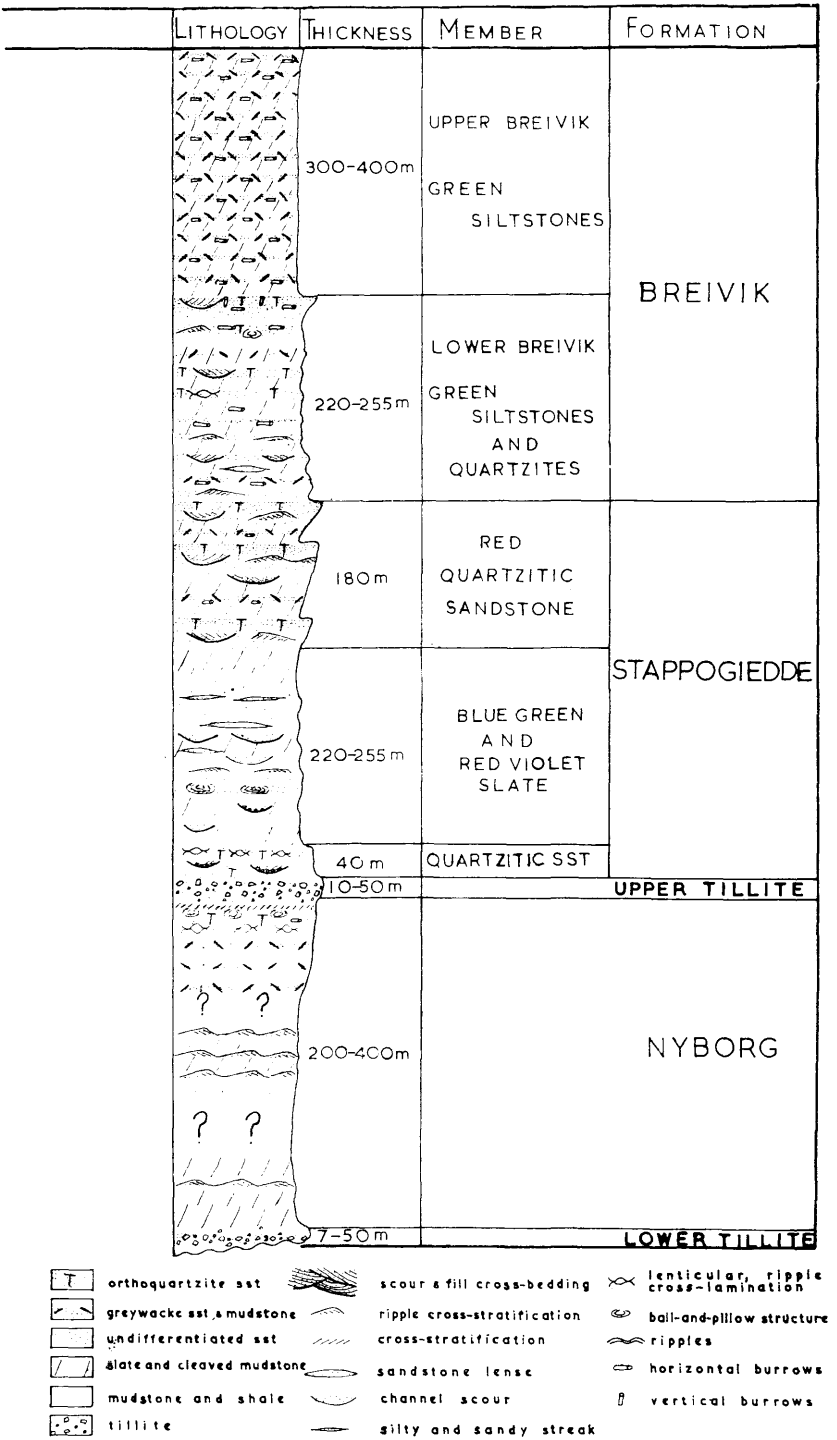


Fig. 3. Stratigraphical section of the Vestertana Group.

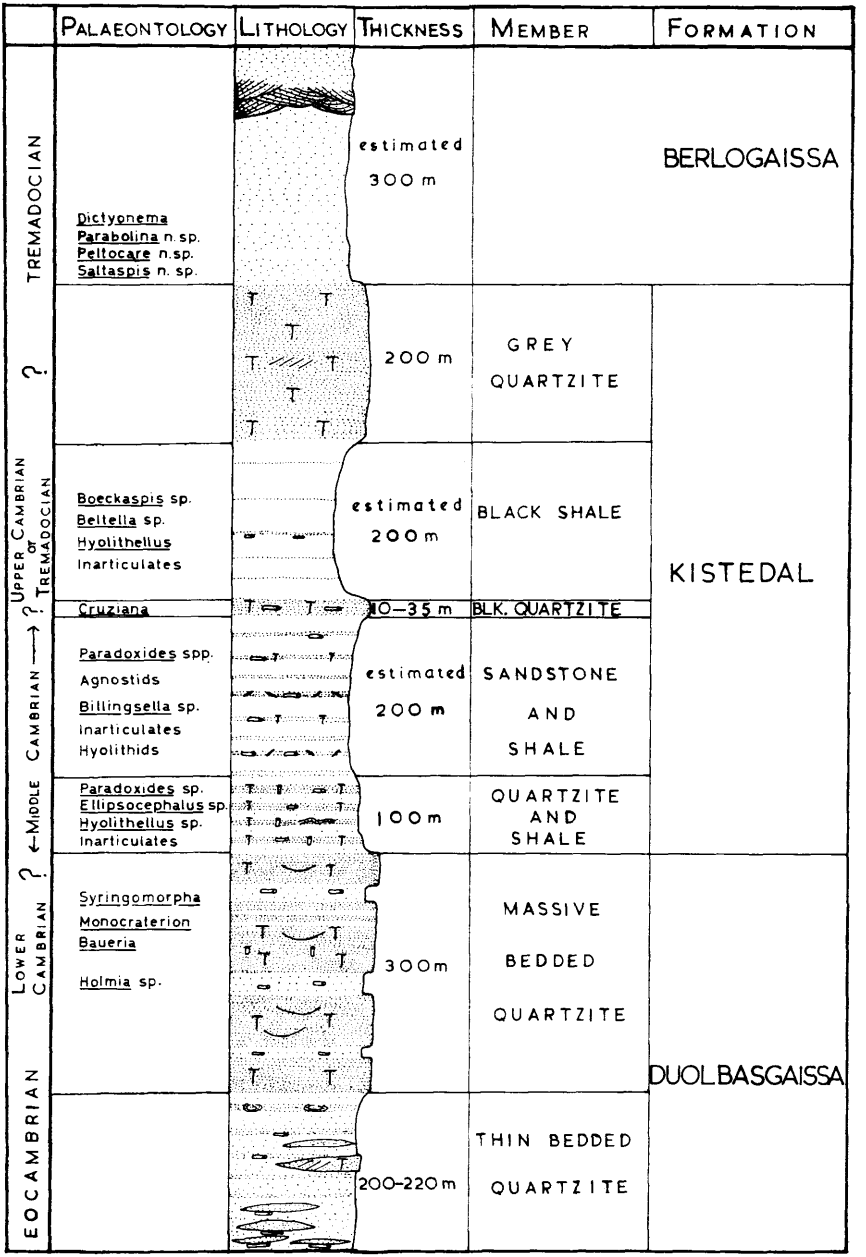


Fig. 4. Stratigraphical section of the Digermul Group.
Palaeontology by G. Henningsmoen.

tops, interbedded with mudstones and interpreted as turbidites. Flute and prod marks indicate current flow to the north. The turbidites pass up into lenticular ripple cross-laminated siltstones and lithic sandstones with variable current directions. Horizontal burrows are first seen with certainty here. Finally, 25 metres below the Upper Tillite, come purple and grey orthoquartzites and lithic sandstones with cross-bedding and ball-and-pillow structures (Potter and Pettijohn, 1963, p. 148).

Upper Tillite Formation.

This has been described by Føyn (1937) who showed that its thickness varies from 10–50 metres with the greatest thickness south of the head of Vestertanafjord. It contains fewer dolomite and more numerous crystalline fragments than the Lower Tillite and, while it is stratified, it lacks the sorted horizons. It is exposed around Stappogiedde where it is about 15 metres thick, unsorted, with blocks up to 3 metres in diameter. Some of the larger blocks have deformed the sediments beneath them and suggest that they have been dropped from above.

Stappogiedde Formation.

This is exposed along the southeast coast of the Digermul Peninsula and is from 330–475 metres thick. It is divided into three members:

3. Red quartzitic sandstones with greywackes, sandstones and mudstones.
2. Blue-green and red-violet slate.
1. Quartzitic sandstone.

Quartzitic sandstone member is the same as the "dark coloured" shale and "light coloured sandstone" of Føyn (1937, 1960). It is about 40 metres thick and consists of orthoquartzites and lithic sandstones and conglomerates with small channel scours, cross-bedding and ripple cross-lamination. Lenticular, ripple cross-lamination occurs toward the top where shale bands, occasionally present below, become more common. Thus the sequence from cross-bedded orthoquartzites upwards into

---

silica. "Lithic sandstone" includes a wide range of intermediate sandstone types with an abundance of labile components. In addition to Pettijohn's terms, "quartzitic sandstones" has been used as a bulk term to include both orthoquartzites and lithic sandstones.

lenticular, ripple cross-lamination is the reverse of that seen in the top of the Nyborg Formation.

Blue-green and red-violet slate member has a thickness of 220–255 metres. The lower 25–50 metres is red-violet in colour and the remainder blue-green. There is a gradual transition upward from the quartzitic sandstone member beneath and some lenticular, ripple cross-lamination occurs in the first few metres. The base is taken at the bottom of the first thick (over 50 cms) red-violet slate horizon. For 70–80 metres the beds are very fine-grained with bedding obscured by cleavage and only detectable by slight colour variation. There are very occasional lenses up to one metre thick, of sandstone and conglomerate which contrast sharply with the surrounding slate. About 100 metres of somewhat coarser beds follow, with cleaved mudstones dominant but containing a variety of sandstone and siltstone lenses including the sandy and silty streak facies of de Raaf et al. (1965). The cross-lamination shows, in these irregular lenses, variable current directions. Some bands of isolated ripples have a cross-lamination which indicates a northerly flowing current. Bands of cross-laminated orthoquartzites occur with spectacular ball-and-pillow structures and there are also many channelled horizons, the channels filled by silty mudstone similar to the sediments they cut. The top 50 metres show a return to the lower part of the member, consisting of slates, mainly grey-green, but occasionally red-violet.

Red quartzitic sandstone member consists of three resistant and feature forming bands of red quartzitic sandstone including orthoquartzites and lithic sandstones separated by bands of greywacke sandstone in mudstone. The total thickness measured is everywhere close to 180 metres although that of individual units varies considerably:

3rd red quartzitic sandstone	12–15 metres
Greywacke sandstones and mudstones	25–37 »
2nd red quartzitic sandstone	30–43 »
Greywacke sandstones and mudstones	33–48 »
1st red quartzitic sandstone	50–80 »

The greywacke sandstones occur as thin parallel-sided graded units interbedded with mudstones. There are very rare flute and groove casts and animal trails are abundant on the base of each unit. The sandstones become thicker upwards and pass gradually into the quartzitic sandstone bands which are mainly red or purple but locally grey. These sandstones show scouring, channelling and cross-bedding. The 1st and 2nd red

quartzitic sandstones are followed abruptly by greywackes and mudstones. Thus this member contains a series of coarsening upwards cycles which pass upwards from mudstones and greywacke sandstones interpreted as turbidites into quartzitic sandstones probably deposited in shallow water.

Breivik Formation.

The name of this formation was first published by Føyn (1960) and Holtedahl (1960). It had been selected by Reading (1959) for the "green siltstones" of Føyn (1937) from a locality on the Digermul Peninsula. The thickness of this formation is about 550 metres, but an accurate measurement of the upper part is difficult because it is generally rather folded. It is distinguished from the formations above and below by the presence of grey-green sandstones, siltstones and cleaved mudstones. It is divided into two members of somewhat different character, a Lower Breivik Member with abundant orthoquartzites and lithic sandstones and an Upper Breivik Member where these are absent.

Lower Breivik Member follows the 3rd red quartzitic sandstone without a sharp junction and its base is taken at the top of the last red sandstone. The member is 220–255 metres thick and consists of interbedded sandstones and cleaved mudstones. The sandstones fall into two types, occurring in bands from 5–20 metres thick. The dominant type is composed essentially of horizontally, sometimes lenticular, bedded lithic sandstones and orthoquartzites (each bed about 5–30 cms and up to one metre thick) showing scouring, ripple cross-lamination and cross-bedding. Horizontal and vertical burrows are seen. The other type of sandstone band is less common and is made up of graded greywacke sandstones interbedded with mudstones. The sandstones have sharp bases with horizontal burrows and internal ripple cross-lamination which indicated current flow from north to south. In addition to these two clearly defined types there are also bands where orthoquartzites, lithic sandstones and greywackes are intimately interbedded with the mudstones. No recurrent pattern of sedimentation is visible in this member, the bands occurring randomly. In the top 30 metres however, the beds coarsen upwards in the same manner as they do in the red quartzitic sandstone member from almost pure mudstones into a 10 metre orthoquartzite unit. The latter is the most conspicuous band in the member.

Upper Breivik Member is clearly separated from the lower member by

a sharp break between its basal cleaved mudstone and the orthoquartzite just mentioned. This junction is easily mapped over the whole peninsula and has been found near the main Finnmark highway over 30 kilometres to the southwest of Breivik. The Upper Breivik Member is between 300 and 400 metres thick and consists of cleaved mudstones with thin (1–5 cm) graded greywacke sandstone and siltstone layers which have horizontal and cross-lamination. Small loadmarks and abundant burrows occur on the bases of the sandstones. The cross-lamination indicated current flow from north to south.

Digermul Group.

The Digermul Group is about 1500 metres thick and so far as is known occurs only on the Digermul peninsula. No rocks as young as this have been found elsewhere in Finnmark except for strata containing Silurian (Llandoverian ?) fossils near Honningsvåg (Henningsmoen, 1960). Rosendahl (1945) however thought the equivalents of the Duolbasgaissa quartzite occurred at Annecaerro (Fig. 2) in the southern part of the Varanger Peninsula, but a reconnaissance visit by Mr. J. D. Collinson in 1964 showed that the quartzitic sandstones capping Annecaerro are the equivalents of those in the Lower Breivik Member. Vertical trace fossils "pipes" and body fossils found in the group indicate an age ranging from Lower Cambrian through Middle and possibly Upper Cambrian into the Tremadocian. The general sequence is shown in Fig. 4.

Duolbasgaissa Formation.

This formation was previously named "Digermul formation" (Føyn, 1960; Holtedahl, 1960) using Reading's (1959) report. However, at Dr. Føyn's suggestion it has been renamed Duolbasgaissa Formation after the highest point in the peninsula. Below this point almost all the formation is exposed in a 300 metre escarpment. Føyn had earlier (1937, pp. 110–112) used the terms "Stage of Duolbasgaissa" and "Duolbasgaissa Sandstone" to mean a lithostratigraphical unit. The term "Digermul" is now used for the group which contains the Duolbasgaissa, Kistedal and Berlogaissa Formations and makes up about 75% of the surface outcrop of the peninsula. The Duolbasgaissa Formation is between 450 and 550 metres thick and is characterised by orthoquartzite sandstones; fine-grained sediments are extremely rare. The formation is divided into two

members, a lower, thin-bedded quartzite member and an upper, massive-bedded quartzite member.

Thin-bedded quartzite member is 200–220 metres thick but is difficult to measure because the base is usually obscured by scree. It consists of orthoquartzites and lithic sandstones interbedded with siltstones and occasional cleaved mudstones. The orthoquartzites are often purple, occasionally cross-bedded and show very rare ball-and-pillow structures. One massive white quartzite, 20 metres thick, occurs at Breivik and lenses out to the southwest. The lithic sandstones are normally thin-bedded, from 2–30 cms thick. The most characteristic feature of the member is the abundance of large intersecting trails, 2 cms in diameter, on the bases of the orthoquartzites. The base of the member is taken at the horizon where the large trails first appear. This horizon coincides approximately with the incoming of the first purple orthoquartzite but the boundary of the Breivik Formation with the Duolbasgaissa Formation is not a sharp one.

Massive-bedded quartzite member is about 300 metres thick but no section was found where both top and bottom were clearly visible. It caps the spectacular escarpments of the Digermul Peninsula and extends over the scree covered centre. The dominant feature of this member is the occurrence of thick (5–50 metres) orthoquartzite bands, white, purple or grey and commonly cross-bedded and channelled. In most sections there are four major quartzite units separated by bands, 15–30 metres thick, of thinly bedded orthoquartzites and lithic sandstones and shales similar to those in the thin-bedded quartzite member. Vertical pipes (e. g. *Skolithos*) are first seen about 100 metres above the base of the member and Dr. Henningsmoen has found a few specimens of an olenellid (*Holmia* sp.) near the middle, thus establishing its Lower Cambrian age.

Kistedal Formation.

This is a rather heterogeneous formation and includes orthoquartzites, black shales and lithic sandstones between the top of the highest thick (more than 5 metres) orthoquartzite of the Duolbasgaissa Formation and the bottom of the thin-bedded sandstones of the Berlogaissa Formation. Its thickness is difficult to measure because the incompetent members are structurally very disturbed and the present estimate of 700 metres is rather less than that quoted by the author (1959) and used by Professor

Holtedahl for publication in his Geology of Norway (1960). The formation is named after the valley in the north of the peninsula where it is best exposed, in spite of being overturned.

Quartzite and shale member is about 100 metres thick and consists of thin-bedded (2–30 cms) grey, purple and white orthoquartzites and lithic sandstones interbedded with uncleaved mudstones and siltstones. A characteristic feature of the sandstones is the abundance of ripples at some horizons and the presence of vertical and horizontal trace fossils. The highest purple orthoquartzite marks the top of the member. Trilobites were found near the base of the member indicating an age low in the Middle Cambrian (Fig. 4).

Sandstone and shale member is composed mainly of thin-bedded (1–10 cms) greywacke and lithic sandstones and grey shales with some black shale bands. The sandstones are occasionally graded with rippled, cross-laminated tops and horizontally burrowed bases. Small overturned asymmetrical folds are common and it is impossible to measure the thickness of this member accurately. It is estimated at 200 metres. This is the member in which Føyn first found the inarticulate and articulate brachiopods described by Strand (1935). Several fossiliferous horizons were found by the author; some contained trilobites which proved a Middle Cambrian age (Fig. 4).

Black quartzite member is 10 to 35 metres thick. It makes a conspicuous horizon of considerable value for mapping and for determining the structure of the Kistedal Formation. It is made up of mainly thin-bedded (1–10 cms) black orthoquartzites with very occasional thicker beds and very thin black siltstone or mudstone partings. Mudflake conglomerates occur and the whole member is characterised by superb horizontal burrows including *Cruziana* trails on the bases of many of the quartzites. No body fossils have been found.

Black shale member is composed mainly of black micaceous, sometimes very thinly laminated, mudstones with thin-bedded (1–5 cms) lithic sandstone bands which occasionally have sharp burrowed bases. The thickness of 200 metres is not certain because of structural complexity. Fossils are rare but brachiopods and one horizon of trilobites have been found; the latter indicated a late Cambrian or early Tremadocian age (Fig. 4).

Grey quartzite member is made up entirely of orthoquartzites, mainly thick-bedded (20–100 cms) with no fine-grained partings. 125 metres were measured in the scarp above Kistedal. The base, however, is hidden

by scree and the unit is probably 200 metres thick. Cross-bedding and scoured surfaces are very rare, the whole member being remarkedly flat bedded and lacking in sedimentary structures. Neither body fossils nor burrows have been found.

Berlogaissa Formation.

This formation outcrops in a small area near Berlogaissa in the core of the Digermul syncline and is the highest stratigraphical unit. It is very disturbed structurally by isoclinal folds and by faults which are difficult to detect in spite of the good exposure. The thickness is estimated very roughly at 300 metres, considerably less than the author's previous estimate (Holtedahl, 1960). Petrographically it consists of dark grey to black, thin to medium-bedded (3–30 cm) sandstones which vary from orthoquartzites to greywackes. Sedimentary structures are very difficult to detect and over most of the outcrop were not seen. There is, however, some very well developed scour and fill cross-bedding high up in the formation. Very occasional black shale layers occur containing beautifully preserved Tremadocian trilobites and graptolites (Fig. 4).

Igneous.

Føyn (1937) reported a gabbroic rock 2 kms NE of the mouth of the Kistedal river. This occurs as a post-folding dyke, running at 130°. Loose boulders of similar material were found on the shore at 2 and 3 kms NE of Hånsvikdal and about 3 kms north of Breivik. A petrographical examination by Mr. J. D. Collinson shows that both the dyke material and the loose boulders are similar, consisting of strongly zoned augite and plagioclase with abundant iron ore and also quartz. This indicates a tholeiitic quartz dolerite rock.

Structure.

The major structure of the Digermul Peninsula is a large south eastwards facing overturned syncline running in a NE–SW direction and plunging gently north eastwards (Fig. 6). The fold axis swings to almost N–S at the northern tip of the peninsula and towards the SW. The metamorphic complex is thrust over the sediments from the NNW and

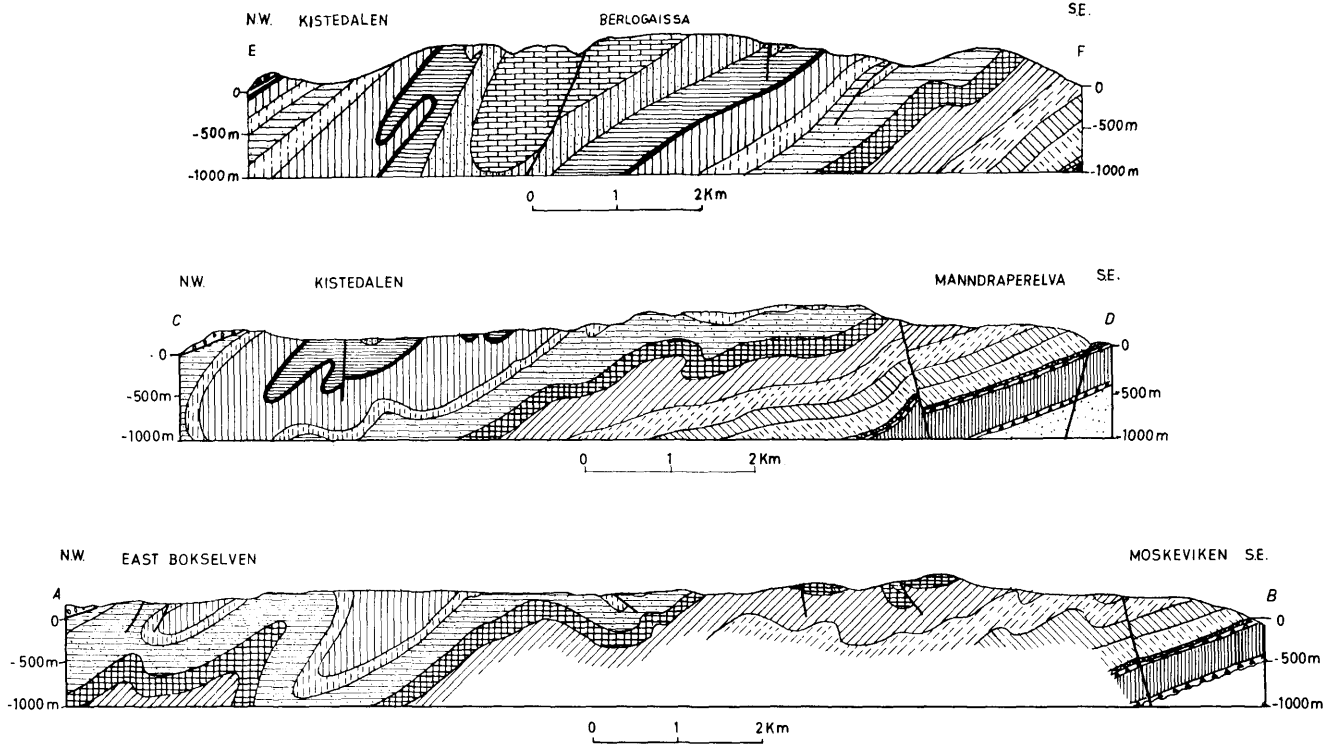


Fig. 5. Structural sections across the Digermul Peninsula from NW to SE.

truncates them along a thrust dipping at 18°. The thrust plane is clearly visible in gorges in both branches of Bokselven. Since the trace of the thrust diverges from the fold axis of the sediments, additional folds appear to the SW (Fig. 6). Most of the folds face SE but in Hånsvikdal there is a broad anticline with complementary folds on either flank (Figs. 5 and 6, section A–B).

Flow cleavage is well developed in the Vestertana Group, along the south eastern side of the peninsula, where it lies parallel or nearly parallel to the axial planes of the folds. In the Digermul Group cleavage occurs only locally, adjacent to thrust planes.

Structural style varies according to lithologies and stratigraphical depth. The competent Upper Tillite and the quartzitic sandstone bands in the Stappogiedde Formation are folded on a regional scale but locally not greatly disturbed. Mudstones of the Nyborg and Stappogiedde Formations are converted into slates with folding apparent only where there are interbedded thin sandstones or siltstone layers. Here they tend to be isoclinally folded with the minor fold axis parallel to the major fold axis.

The Duolbasgaissa Formation is the major structural feature of the Peninsula and its orthoquartzites are strongly folded and overturned towards the SE. Frequently the lower limb of the Z folds are shattered or thrust and the Duolbasgaissa Formation rides disharmonically on the Breivik Formation, which acts as a plane of décollement. The Kistedal Formation is violently folded with the wavelength of the folds related to the thickness of the sandstone beds. The black quartzite member is folded into tight asymmetrical almost isoclinal folds. (Fig. 5, section C–D). The grey quartzite member has a similar structure but the scale of folding is larger. The incompetent members in the Kistedal Formation display asymmetrical concertina folds which are almost isoclinal.

Insufficient study was made of the Berlogaissa Formation to ascertain the structure, but, squeezed in the core of the syncline, it has numerous tight, isoclinal, concertina folds with perhaps a few thicker sandstones showing more open structure.

Apart from thrusts, faulting is of minor importance. Some orthoquartzites have high angle faults probably relaxation phenoma. No definite wrench faults were seen. There is an abundance of normal faults trending E–W and WNW–ESE. They are best seen on the Stappogiedde coast where they govern the drainage pattern. A few are marked on the map and many more were observed but their position not accurately located. They also occur in Kistedalen. One near the mouth of the valley

cuts an overturned anticline and the displacement indicates that the fault is normal. On the Stappogiedde coast they form clefts in the cliffs and their fault planes can be observed to dip at about 70°–80°.

Summary and history of area.

The Digermul Peninsula displays a continuous succession of completely conformable clastic sediments 3,000 metres thick which extend from the Eocambrian tillites through the Cambrian to the Tremadocian. Volcanics, limestones and dolomites are absent except for dolomites eroded from the underlying "Older Sandstone Series" and present as derived blocks in the tillites.

The succession starts with two tillite formations, the lower resting with slight unconformity on sediments of the "Older Sandstone Series". A marine glacial origin for the tillites is accepted because 1) they are completely unsorted and yet well stratified 2) they extend as contiuonus mappable horizons as far as exposure allows, for over 50 kms in each direction 3) except towards the source area to the south, where only one occurs, there are two distinct tillite formations, never more. A slide or slump hypothesis is ruled out by the lithology, and their lateral extent makes a derivation from contemporaneous fault scarps impossible. In the Digermul area deposition was probably from floating ice.

Most of the sedimentary sequence consists of scoured cross-bedded and flat-bedded orthoquartzites and lithic sandstones with thin-bedded greywacke sandstones and shales. The former were evidently deposited in shallow water, probably marine but possible continental. The latter frequently show grading and sedimentary structures characteristic of turbidites and are particularly well seen in the Nyborg Formation and in the greywacke sandstones and mudstones of the red quartzitic sandstone member. Sandstones and siltstones in the Upper Breivik Formation may also be turbidites. A turbidite origin is more difficult to envisage for other thin-bedded sandstones, especially those in the Digermul Group. Bottom currents, operating perhaps in some depth of water, were probably an important factor in sedimentation of the sandstones of this group and also for many of the thin-bedded orthoquartzites in the Lower Breivik Formation.

Thus the basin was essentially a shallow water one which deepened temporarily to allow sedimentation by turbidity currents to proceed below the depth of surface currents. Transitions from surface current to turbid-

ity current and bottom current deposition were rapid and at times these three types of deposition were so intimately associated that it is almost impossible to separate them.

Current flow directions measured in the shallow water sandstones are variable. In the turbidites they show movement from the south in the Nyborg and Stappogiedde Formations. This is consistent with the regional pattern of thinning towards the Fennoscandian shield to the south, and supports a southerly derivation. In the Breivik Formation current flow in the muddy sandstones was from north to south. Insufficient flow directions were measured in the Digermul Group to give any flow pattern.

Within the Tana district all formations are continuous units which can be mapped as far as the outcrop allows. There are variations within each unit, especially in the Nyborg Formation, but nevertheless each member is recognizable and traceable for considerable distances. To the south and west there is substantial thinning and the "Hyolithus zone" and Alta district successions are about one tenth of the thickness of the Tana district and correlation is extremely difficult (Føyn, 1964).

To the NNW lies the metamorphic complex described and named the Laksefjord Group by Føyn (1960). It consists of thick (up to several hundred or even thousands of metres thick) units of phyllites, quartzites and conglomerates. It is tempting to consider the metamorphic complex as the basinward equivalents of the Tanafjord sediments and whilst this is very probable no precise correlation can be made.

The Vestertana Group shows the increasing importance of trace fossils from a rare phenomenon in the Nyborg Formation to abundance in the Breivik Formation. Vertical burrows begin in the Stappogiedde Formation and become more abundant upward, particularly in the Duolbasgaissa Formation. Body fossils are first known from the Duolbasgaissa Formation, indicating a Lower Cambrian age and there seems to be a more or less complete succession of Cambrian faunas through the Digermul Group into the Tremadocian.

No proof of the age of any part of the Vestertana Group has been obtained in the Digermul Peninsula, but Føyn (personal communication) has shown that the zone of the Lower Cambrian fossil *Platysolenites antiquissimus* in the "Hyolithes Zone" southeast of Lakselv belongs to beds which he is inclined to correlate with the Breivik Formation. This suggests that the upper part of the Vestertana Group is Lower Cambrian. However, until fossils are found in the Breivik Formation and its age

proved, it is preferable to place the whole group in the Eocambrian and to put the Cambrian-Eocambrian boundary just below the lowest known zonal fossil in the Duolbasgaissa Formation. Further discoveries should lower this boundary. The term Eocambrian is used here for all strata lying conformably below proved Cambrian beds, i.e. down to the base of the Lower Tillite. This is the sense to which Føyn (1964 and personal communication) now restricts the term. In the past, however, the "Eocambrian" has also included the "Older Sandstone Series".

Dating of the structural history is impossible because of the absence of later sediments in the region and because of the lack of isotopic age dates. The sequence of events is as follows:

1) Major asymmetrical folding and thrusting along a NE–SW trend.
2) Overthrusting of metamorphic complex from the NNW.
3) Normal faulting along W–E and WNW–ESE lines.

The age of the quartz dolerite dykes is uncertain except that they post-date the folding. Føyn (1960) states that similar diabase dykes in the metamorphic complex post-date the folding but are earlier than the overthrusting.

Summary.

Eocambrian and Lower Palaeozoic geology of Digermulhalvøya, Tanafjord, Finnmark.

The Digermulhalvøya exposes a continuous conformable succession of sedimentary rocks, 3,000 metres thick, which extends from Eocambrian tillites through the Cambrian into the Tremadocian. The sedimentary succession consists entirely of sandstones and shales. Limestones, dolomites and volcanic rocks are absent. It is part of the sedimentary wedge of East Finnmark in which late Precambrian, Eocambrian and Cambro-Ordovician sediments lie unconformably upon Precambrian crystalline basement rocks to the south and are overlain by a thrusted metamorphic "Caledonian" complex to the NNW.

The succession has been divided into two groups. The lower, the Vestertana Group, is 1450 metres thick and is considered to be Eocambrian because it lies conformably beneath the Lower Cambrian and because to date no definite zonal fossils have been found in it. The upper, the Digermul Group, is 1500 metres thick and is found only in the Digermulhalvøya. It contains abundant trilobites and brachiopods which

indicate an age from Lower Cambrian near the base, through Middle and Upper Cambrian, to Tremadocian.

The sedimentary sequence begins with two tillite formations which contain scattered boulders of Precambrian crystalline rocks and dolomites eroded from the underlying "Older Sandstone Series" and Precambrian basement. The two tillite formations are separated from each other by 200–400 metres of the Nyborg Formation which consistes of red and green silty mudstones, greywackes sandstones and orthoquartzites. Cross-lamination shows current flow from south to north. The tillites are considered to have been deposited from floating ice and indicate two extensive glacial periods.

The Stappogiedde Formation starts with 40 metres of quartzitic sandstones and passes up into 220–255 metres of red-violet slates and siltstones with occasional sandstones. The topmost member, 180 metres thick, is composed of alternations of red quartzitic sandstones and greywacke sandstones and mudstones.

The Breivik Formation is characterized by the presence of grey-green cleaved mudstones and is divided into two members. The Lower Breivik Member is variable and contans orthoquartzites, greywackes and other sandstones interbedded with mudstones. Current flow measured on the greywackes shows movement from north to south. The Upper Breivik Member contains cleaved mudstones and thin greywacke sandstones and siltstones.

The Digermul Formation is largely composed of orthoquartzite sandstones, particularly in the upper part and it dominates the scenary forming spectacular cliffs and escarpments. In the upper part Dr. Henningsmoen has found the lowest horizon of trilobites, indicating a Lower Cambrian age.

The Kistedal Formation begins with quartzites and shales and passes gradually up into sandstones and shales. Ripples and cross-lamination are common and there are many horizons of trilobites which prove a Middle Cambrian age. In the middle of the formation there is a black quartzite, 10–35 metres thick with abundant *Cruziana* trails which makes an excellent mapping horizon. Above it come highly folded black shales with trilobites which may be either late Cambrian or early Tremadocian. The highest member is a thick, 200 metre, grey quartzite.

The Berlogaissa Formation forms the highest stratigraphical unit and, except for the Silurian fossils found near Honningsvåg, is the youngest formation known from Finnmark. Its thickness is difficult to estimate

because it is strongly folded and faulted. It consists mainly of black sandstones, but bands of orthoquartzite sandstones and occasional black shales occur. In the latter graptolites and trilobites have been found proving the formation to be Tremadocian.

The area has been folded and thrust along a NE–SW trend. Subsequently the metamorphic "Caledonian" complex was thrust over the area from the NNW. At a late date normal faulting occured along W–E and WNW–ESE lines.

Sammendrag.

Eokambrisk og tidlig paleozoisk geologi i Digermulhalvøya, Tanafjord, Finnmark.

Digermulhalvøya består av sandsteiner og skifre som danner en sammenhengende lagrekke, 3000 m tykk. Avleiringen av denne lagrekken begynte i eokambrisk tid med tillittene (morenekonglomerater) og fortsatte gjennom eokambrisk og kambrisk tid til opp i undre ordovicium. Kalksteiner, dolomitter og vulkanske bergarter mangler. Geologisk er Digermulhalvøya en del av Øst-Finnmarks sedimentære bergartsområde, et område som har form som en kile med spissen mot sørvest. Bergartene i dette område er sen-prekambriske, eokambriske og kambro-ordoviciske sedimentbergarter; de hviler diskordant på et underlag av prekambriske krystallinske bergarter i sør, mens de i nord-nordvest grenser til et kompleks av metamorfe "kaledonske" bergarter som er skjøvet over dem.

Forfatteren har delt lagrekken på Digermulhalvøya i to formasjonsgrupper. Den undre, *Vestertanagruppen,* er ca. 1450 m tykk og ansees for å stamme fra eokambrisk tid. Den ligger nemlig under lag som inneholder underkambriske fossiler, mens det i den selv ikke er funnet fossiler som er brukbare til å tidfeste lagene. Den øvre gruppen, *Digermulgruppen,* er ca 1500 m tykk og finnes ikke noe annet sted enn på Digermulhalvøya. Den inneholder rikelig med trilobitter og brakiopoder, som viser at avsetningen har skjedd i et tidsrom som strekker seg fra underkambrium for de laveste lagene og gjennom mellom- og overkambrium opp i underordovicium.

Vestertanagruppen er igjen delt i fem formasjoner, nemlig undre tillitt, Nyborg-formasjonen, øvre tillitt, Stappogiedde-formasjonen og Breivikformasjonen. De to *tillittformasjonene* inneholder ujevnt fordelt blokker av dolomitt og sandstein og av krystallinske bergarter, blokker som skyldes erosjon av den underliggende "Eldre sandsteinserie" og av det krystallinske prekambriske underlag. Tillittene tolkes som dannet ved

at materialet i dem er avsatt fra flytende is, og de tas som tegn på at det den gang var to glasiale perioder.

De to tillittformasjonene er skilt fra hverandre ved den 200–400 m tykke *Nyborg-formasjonen*, som består av røde og grønne sandige leirsteiner, gråvakker (leirholdig sandstein) og rene kvartsitter. Skråskiktning viser at det under avleiringen har vært strøm fra sør mot nord.

Stappogiedde-formasjonen begynner med ca. 40 m kvartsittisk sandstein og går så over i 220–255 m rødfiolett og blågrønn skifer og sandig skifer med enkelte sandsteiner. Det øverste ledd i formasjonen er 180 m tykt, sammensetningen av dette ledd veksler mellom rød kvartsittisk sandstein, grå leirholdig sandstein og leirstein.

Breivik-formasjonen er karakterisert ved tilstedeværelsen av grågrønn leirstein med skrå oppspalting. Den undre halvpart av formasjonen har en nokså variert sammensetning, idet den inneholder rene kvartsitter, gråvakker og andre sandsteiner i veksling med leirstein. Strømningsstrukturer i gråvakkene viser at det under avleiringen har vært transport av materiale fra nord mot sør. Den øvre halvpart av formasjonen består av leirstein med skrå oppspalting, tynne gråvakker og sandige skifre.

Digermul-gruppen er inndelt i tre formasjoner: Duolbasgaissa, Kistedal og Berlogaissa. Den underste av dem, *Duolbasgaissa-formasjonen,* består vesentlig av kvartsittiske sandsteiner, særlig i den øvre del. Disse motstandsdyktige bergartene har hatt en dominerende innflytelse på utformingen av landskapet og står nå fram med stupbratte skrenter. I den øvre del av Duolbasgaissa-formasjonen fant Dr. Henningsmoen den underste trilobithorisont, med en trilobitt som tyder på at alderen er underkambrisk.

Kistedal-formasjonen begynner med kvartsitter og skifre og går oppad gradvis over i sandsteiner og skifre. Strømrifler og skråskiktning er alminnelige. En rekke trilobitthorisonter viser med sikkerhet at lagene er av mellomkambrisk alder. Midt i formasjonen er det en svart kvartsitt, 10–35 m tykk, med mengder av fossile krypespor av Cruziana-typen, den er en førsteklasses ledehorisont ved kartleggingen. Over den følger en sterkt foldet svart skifer med trilobitter som kan tilhøre enten øverste kambrium eller underste ordovicium. Det øverste ledd i Kistedal-formasjonen er en 200 m tykk grå kvartsitt.

Berlogaissa-formasjonen er den øverste stratigrafiske enhet og er, når en unntar lagene med siluriske fossiler nær Honningsvåg, den yngste formasjon som er kjent fra Finnmark.

Det er vanskelig å bedømme tykkelsen av Berlogaissa-formasjonen da

GEOLOGICAL MAP OF THE DIGERMUL PENINSULA

0 1 2 3 4 Km

EXPLANATION OF SYMBOLS

Fold axis, anticline
syncline
anticline with N-flank overturned
syncline with N-flank overturned

Stratigraphical boundary
Fault, general
, thrust or reverse

Strike and dip of bedding 30
overturning proved 30

Dyke

Spot height, metres Δ 513

Line of section

Grid lines indicate the Universal Transverse Mercator grid, zone 35

DIGERMULEN
540
545
7845
7835
7830
7825
520
525
530
535
540
Digermulskaftet
In. Liver
LAGGO
Bokselven
Langfjord
NOVA Δ 573
Høgskiftet
Kistedalen
BERLOGAISSA Δ 635
BREIVIK
Mannraperelva
AREHOLMEN
GUOHOLMEN
DUOLBASGAISSA Δ 668
Inderelven
STAPPOGIEDDE
LARSHOLMEN
Skotelven
BADNAGGAISSA Δ 630
MOSKEVIKEN
Rasmuselven
A
B
C
D
E
F

LAKSEFJORD GROUP

DIGERMUL GROUP
- Tremadocian — BERLOGAISSA FORMATION
- U. Cambrian — KISTEDAL FORMATION
- M. Cambrian
- L. Cambrian — DUOLBASGAISSA FORMATION

VESTERTANA GROUP
- M
- 1000
- 500
- 0
- BREIVIK FORMATION
- STAPPOGIEDDE FORMATION
- UPPER TILLITE
- NYBORG FORMATION
- LOWER TILLITE

OLDER SANDSTONE SERIES

Phyllites
Black sandstone
Grey quartzite
Black shale
Black quartzite
Sandstone and shale
Quartzite and shale
Massive bedded quartzite
Thin bedded quartzite
Grey-green siltstone
Grey-green mudstone and quartzite
Red quartzitic sandstone, grey-wacke & mudstone and red-violet slate
Blue-green Quartzitic sandstone
Tillite
Quartzitic sandstone, greywacke and red slate
Tillite

Fig. 6. Geological map of the Digermul Peninsula.

den er sterkt foldet og forkastet. Den består vesentlig av svarte sandsteiner, men det opptrer også rene kvartsitter og leilighetsvis svarte skifre. I slike svarte skifre ble det funnet graptolitter og trilobitter som viser at formasjonen er underordovicisk

Området har vært utsatt for foldning og forskyvninger med strøkretning sørvest–nordøst. Deretter fulgte en overskyvning av det metamorfe, "kaledonske" kompleks fra nord-nordvest. På et senere tidspunkt har det funnet sted normalforkastninger langs linjer med V–Ø og VNV–ØSØ-retninger.

References.

de Raaf, J. F. M., Reading, H. G. and *Walker, R. G.*, 1965. Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England. Sedimentology, 4, pp. 1–52.

Føyn, S., 1937. The Eo-Cambrian series of the Tana district, Northern Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 17, pp. 65–164.

— 1960. Tanafjord to Laksefjord. In Aspects of the Geology of Northern Norway. Ed. Johannes A. Dons, Guide to excursion A 3, 21. Intern. Geol. Congress, Norden, 1960, pp. 45–55. Oslo.

— 1964. The tillite-bearing formations of the Alta district – a correlation with eastern Finnmark and the interior of Finnmark. Norges Geol. Unders. 228, pp. 139–150.

Henningsmoen, G., 1960. Cambro-Silurian fossils from Finnmark, Northern Norway. Norges Geol. Unders., 213, pp. 93–95.

Holtedahl, O., 1918. Bidrag til Finmarkens geologi. Norges Geol. Unders., 84, pp. 1–314.

— 1931. Additional observations on the rock formations of Finnmark. Norsk Geol. Tidsskr., 11, pp. 241–280.

— 1952. The structural history of Norway and its relation to Great Britain. Quart. Journ. Geol. Soc., 108, pp. 65–98.

— 1960. Stratigraphy of the Sparagmite Group, including "the Older sandstone divisions of Finnmark". In Geology of Norway, Ed. O. Holtedahl, Norges Geol. Unders., 208, pp. 111–127.

McBride, E. F., 1953. A classification of common sandstones. Journ. Sed. Pet., 33, pp. 664–669.

Pettijohn, F. J., 1957. Sedimentary rocks. Harper and Brothers, New York, pp. 1–618.

Potter, P. E. and F. J. Pettijohn, 1963. Palaeocurrents and basin analysis. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1–296.

Reading, H. G., 1959. Geological reconnaissance of the Digermul Peninsula. Unpublished report. Norges Geol. Unders. archives.

Rosendahl, H., 1945. Prækambrium–eokambrium i Finnmark. Norsk Geol. Tidsskr., 25, pp. 327–349.

Strand, T., 1935. A Cambrian fauna from Finnmark, Northern Norway. Norsk Geol. Tidsskr., 15, pp. 19–24.

— 1960. The pre-Devonian rocks and structures in the region of Caledonian deformation. In Geology of Norway, Ed. O. Holtedahl, Norges Geol. Unders., 208, pp. 170–284.

Correlation of Doggeelv and Lomvann formations, Komagfjord tectonic window, Finnmark: An alternative suggestion.

Jevnføring av Doggeelv og Lomvann formasjonene, Komagfjord-vinduet, Finnmark: Et forslag.

By

PAUL H. REITAN

Department of Geology, Stanford University, Stanford, California

Føyn (1964) described the tillite-bearing formations of the Alta district, suggesting correlations with eastern Finnmark and the interior Finnmark. In so doing, he described the Bossekop group which apparently correlates with the "Older sandstone series" in the Tana district (see Føyn, 1937).

Føyn's descriptions indicated to me the possibility of an alternative to the correlations proposed for the Doggeelv and Lomvann formations of the Komagfjord tectonic window (Reitan, 1960; 1963a; 1963b).

It is suggested that the Doggeelv and Lomvann formations found in the southern and eastern parts of the Komagfjord tectonic window may be correlative with the Bossekop group in the Alta district.

An unconformity was recognized between the greenstones and greenschists of the Holmvann formation and the Doggeelv formation in the Komagfjord tectonic window (Reitan, 1963b). Discordance between the Bossekop group and the underlying greenstones and greenschists of the Raipas suite has been noted by Holtedahl (1918) and Føyn (1964). Both contacts are believed to represent primary unconformities, but the detailed relationships have been obscured in many places by tectonic movements along the plane of contact. This fact was, perhaps insufficiently emphasized by me in describing the relationships in the Komagfjord

tectonic window, but it is evident from the geologic map (Reitan, 1963b, Plate I).

The lithologic descriptions of the Bossekop quartzite (Holtedahl, 1918; Føyn, 1964) and the Doggeelv formation (Reitan, 1963b, p. 17–18, 41–42) are very alike, though both are variable. Within the Bossekop group is found reddish and grayish shale; the Lomvann formation, overlying the Doggeelv formation, is a grayish-greenish rather light colored shale, partly mottled with reddish shale, the reddish color being more common southwestwards (Reitan, 1963b, p. 19). From this it appears that the lithologies are sufficiently similar to entertain the possibility of stratigraphic equivalence.

The maximum exposed stratigraphic thickness of the Bossekop group is about 150 meters (Føyn, 1964, p. 140–141, 148). The Doggeelv formation reaches a maximum thickness of 1500 meters or more, although it becomes thinner towards the southwest (i.e., towards Alta). The maximum exposed thickness of the Lomvann formation is 1000 meters or more, provided deformation has not caused thickening or repetition of strata. Towards the north it becomes a dark arenaceous shale or impure, dark fine-grained quartzite.

The distance between the nearest exposures of the Doggeelv and Lomvann formations in the Komagfjord tectonic window and the Bossekop group in the Alta district is about 30 km. If they are stratigraphically equivalent this would require a thickening of at least 2000 meters over this distance, yielding an angular discordance between the Bossekop group and the tillite of the overlying Borras group (see Føyn, 1964) of about 4°. From Føyns' data an angular discordance of about ½° is verified in the vicinity of Borrasfjellet.

Føyn (1937) established an angular unconformity of about 2° between the "Older sandstone series" (described as light-colored quartzitic sandstones and dark colored arenaceous shales; thickness about 1200 meters) and the overlying rocks in the direction about N 30–40 E in the Tana district. This is the approximate direction of maximum unconformity in the vicinity of Borrasfjellet in the Alta district and the approximate direction from Borrasfjellet to the nearest exposures of the Doggeelv and Lomvann formations in the Komagfjord tectonic window.

In the directions east and southeast of the exposures of the Doggeelv and Lomvann formations at a distance of about 20 km, near Stabburselv, is an expanse of sandstones and shales believed to be Eocambrian, presumably the "older series" (Holtedahl, 1953).

While these observations are too generalized to prove equivalence of the Doggeelv and Lomvann formations with the Bossekop group and the "Older sandstone series" of the Tana district, it would appear that neither the lithologies nor thicknesses in themselves constitute conslusive contrary arguments.

Having been charged with the responsibility of summarizing the state of knowledge concerning the Precambrian rocks of northern Norway and suggesting what seemed to be the most likely correlations and conclusions (Reitan 1960; 1963a), I feel it incumbent upon me to consider alternate possible correlations that may be suggested to me by new work. If these comments succeed only in pointing out the degree of uncertainty of some of the previously proposed correlations, they will serve a useful purpose. In rocks lying stratigraphically below the lowest fossil-bearing horizons, and in the absence of radiometric age determinations, only very detailed work can provide the basis for local and regional correlations with a reasonably high degree of confidence, if, indeed, this is at all possible with physically discontinuous and widely separated exposures of the rocks in question.

Sammendrag.

Føyn's beskrivelse (1964) av Bossekop-gruppen i Alta-området og jevnføring med den eldre sandsteinserie i Tana, ledet mine tanker til en annen mulig jevnføring av Doggeelv og Lomvann formasjonene enn den som jeg har foreslått tidligere (Reitan, 1960; 1963a; 1963b).

Det er mulig at Doggeelv og Lomvann formasjonene skal jevnføres med Bossekop-gruppen. De variasjoner som opptrer i litologisk egenskaper og i tykkelse er ikke avgjørende argumenter mot denne jevnføring. Diskordansen på strekningen mellom Alta-vinduet og Komagfjord-vinduet måtte være ca. 4° i retningen N 30–40 Ø.

Det foreligger imidlertid heller ikke noe bevis for riktigheten av den jevnføring jeg her har antydet. Begge forslag må derfor betraktes som arbeidshypoteser inntil detaljerte undersøkelser gir grunnlag for en mere sikker avgjørelse av spørsmålet.

References.

Føyn, Sven, 1937. The Eo-Cambrian series of the Tana district, northern Norway. N.G.T. 17, p. 65–164.

— 1964. Den tillittførende formasjonsgruppe i Alta – en jevnføring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark. N.G.U. 228, p. 139–150.

Holtedahl, Olaf, 1918. Bidrag til Finnmarkens geologi. N.G.U. 84.

— 1953. Norges Geologi. N.G.U. 164.

Reitan, P. H., 1960. Precambrian of northern Norway. *in* Holtedahl, Olaf, ed. Geology of Norway. N.G.U. 208.

— 1963a. *see* Barth, T. F. W. and Reitan, P. H. The Precambrian of Norway. *in* Rankama, Kalervo, ed. The Precambrian, Volume 1. Interscience Publishers.

— 1963b. The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite, Finnmark, Norway. N.G.U. 221.

A preliminary account of the geochemistry and ore mineral parageneses of some Caledonian basic igneous rocks from Sørøy, northern Norway.

By

EUGEN F. STUMPFL AND BRIAN A. STURT

Abstract.

The intrusion of the Storelv and Breivikbotn gabbros into metasediments on the island of Sørøy took place during the late stages of the first phase of Caledonian folding (F 1). Both gabbros were then affected by almandine amphibolite facies regional metamorphism and accompanying granitization, the latter being especially pronounced in the Storelv area. These events were followed by a second phase of folding (F 2). Geochemical and ore-microscopic evidence shows certain characteristic differences between the two gabbroic masses. The Storelv gabbro contains higher amounts of TiO_2, Rb, Zr and Ba. It is rich in ilmenite, sphene and biotite. In the Breivikbotn gabbro, higher values for Cu, Cr and Ni have been measured, corresponding to widespread occurence of chalcopyrite and pentlandite. These differences partly reflect compositional variations of the respective local magmas, partly they can be ascribed to granitization.

Introduction.

Sørøy is an island situated off the coast of West Finnmark, near the town of Hammerfest (lat. 70°30′ N., long. 23°80′ E.). The island is mainly made up of a highly folded and metamorphosed series of sedimentary rocks (Ramsay and Sturt, 1963), and large masses of basic, ultrabasic and dioritic rocks which have varying relationships in the complex of structural and metamorphic events that occurred during the Caledonian orogeny. The object of the present account is to give, in a preliminary form, a comparison between two of the gabbro masses that occur on the island in terms of their field relationships, geochemistry and ore mineral parageneses.

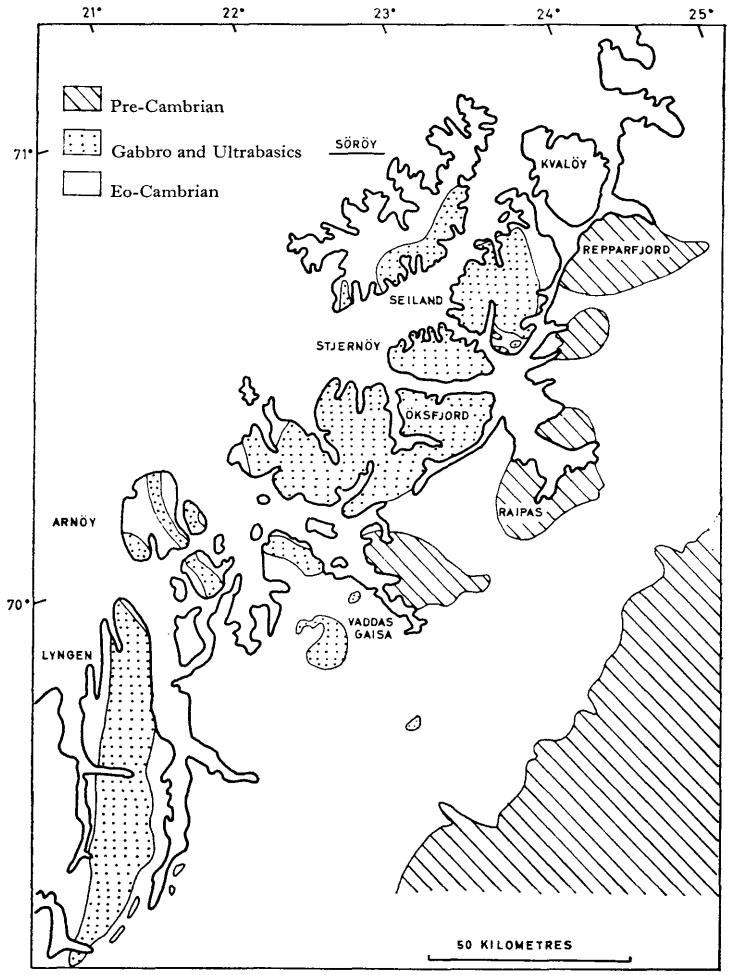


Fig. 1. General distribution of basic rocks in Northern Norway (after N.G.U. 1 : 1000,000 Berggrunnskart over Norge 1953).

The Regional Setting.

The island of Sørøy forms part of the northern margin of the great West Finnmark – North Troms basic and ultrabasic petrographic province (Fig. 1), which extends from the Lyngen peninsular in the south and includes the Oksfjord area and the islands of Seiland and Stjernøy.

The basic and ultrabasic rocks of this area contain many features which

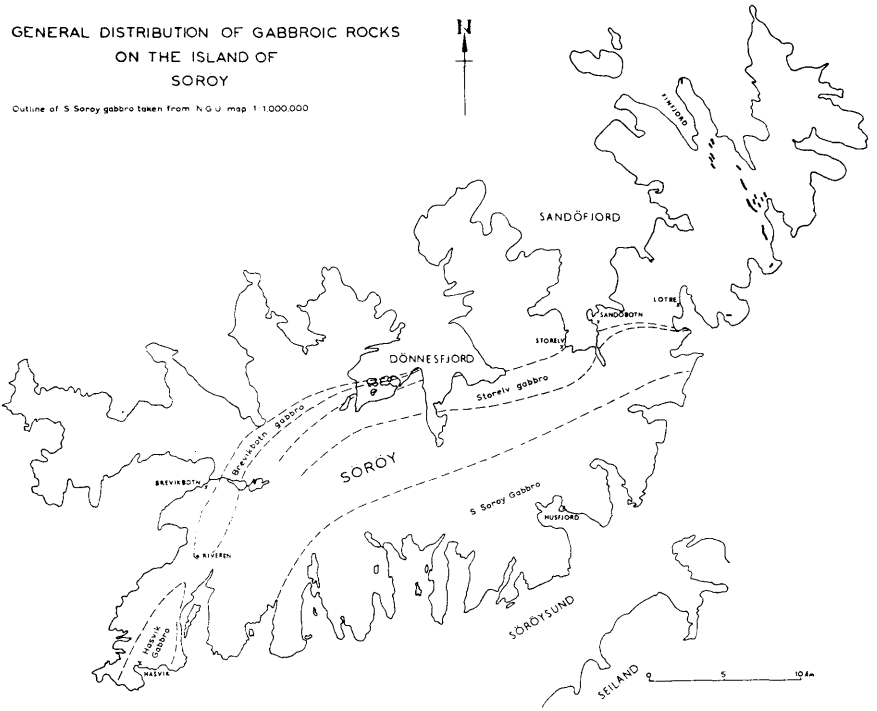


Fig. 2. General distribution of gabbroic rocks in Sørøy.

contribute to the unique character of the province. They are frequently banded and indeed their layered nature bears many resemblences to such well-documented occurrences as the Skaergaard, Stillwater and Bushveld intrusions. These latter are considered to have developed under stable tectonic conditions. The northern Norwegian examples, however, not only occupy a central position in the Caledonian orogenic belt but were emplaced during the course of the orogeny. Some of the complexities of the basic and ultrabasic rocks of the province have been described in a series of papers (Barth, 1953, 1961; Krauskopf, 1954; Heier, 1961; and Oosteroom, 1963). Barth (1953), for example, gives an account of a layered gabbro/ultrabasic complex at Søndre Bummansfjord, Seiland, which is apparently of very similar appearance to the metamorphic banded gneisses which form the country rocks. These layered gabbroic rocks, according to Barth, grade without a break into an equally well layered amphibolite/gneiss complex. Within the layered gabbro, bands of diop-

side-garnet-spinel and corundum-spinel-sillimanite occur as relicts of metasedimentary material (Barth 1961). He concludes that the "metamorphic rocks exhibit successively higher stages of metamorphic-anatectic transformation; with uniform westerly strike they grade into the layered gabbro series north of Nordmannsfjord-jøkel."

Krauskopf (1953) describes layered gabbros and ultrabasic rocks from the mainland at Oksfjord, and considers the layered gabbros to represent a volcanic-sedimentary sequence metamorphosed under granulite facies conditions. Oosteroom (op. cit.) in his detailed account of the basic and ultrabasic rocks of Stjernøy supports the thesis of a metamorphic origin under granulite facies conditions for the layered gabbros and associated rock types. Oosteroom also draws attention to the abnormally high lime content of the Stjernøy gabbros and concludes that this indicates assimilation of limestones.

Thus the consensus of opinion concerning the origin of the layered gabbros of parts of the province is that a variable suite of metasediments, basic lavas and tuffs were subjected to granulite facies metamorphic conditions. Under these conditions palingenesis and contamination is concluded to have occurred, eventually producing mobile magmas of gabbroic composition. The authors feel, however, that it is not yet possible to draw valid comparisons between these examples and the gabbroic rocks described in the present account.

II. Gabbroic and associated ultrabasic rocks on Sørøy.

Basic and ultrabasic rocks are abundant on Sørøy, as is indicated on the N. G. U. 1:1 000 000 map of Norway. Further large basic masses have been discovered during the regional survey begun by one of us (B.A.S.) and D. M. Ramsay in 1959 (Fig. 2). It would appear likely, that a major fault occurs along the Sørøysund, separating Sørøy from the other two islands and bringing down rocks of a higher structural level and lower metamorphic grade on Sørøy. Amphibolite facies assemblages are the rule and no granulite facies rocks have yet been discovered. The gabbroic rocks are intrusive bodies with many examples of well-defined cross-cutting contacts, and with the development of variably preserved contact aureoles in the marginal metasediments. The gabbroic and ultrabasic rocks have been emplaced at a number of stages during the structural and metamorphic development of the area.

Geological relationships of the Sørøy basic and ultrabasic rocks.

The metasedimentary rocks have been involved in at least two major phases of folding (Ramsay and Sturt 1963). The earliest phase (F1) produced overturned asymmetric to recumbent folds which, on the regional scale, may be of considerable dimensions. The prominent schistosity of the metasedimentary rocks was produced during this period of deformation. The axes of the early folds are highly variable, though their general trend appears to be between NW–SE and NNE–SSW. These early folds are refolded by a second generation of structures (F2) which vary in trend between N–S in the Breivikbotn and Finfjord areas and E–W in the Storelv area. This major swing of the strike may be influenced by later fold structures (F3) which have an approximately NW–SE trend, but only locally developed minor folds of this generation have so far been observed. It is also possible that the change in strike may be an inherent property of one of the earlier fold systems, but this will form the subject of a further investigation.

The metasedimentary rocks are mainly in the almandine amphibolite facies of regional metamorphism, though several distinct phases in the metamorphic history of the area can be distinguished. The conditions of highest grade metamorphism were established during the interval between the two major folding episodes. The almandine amphibolite assemblages of these rocks are characterized by the development of almandine garnet, staurolite, kyanite and sillimanite in the pelitic mica-schists, together with plagioclase feldspar (An_{25-35}). Calciferous amphiboles and diopsidic pyroxenes are the dominant silicates in the impure metamorphosed limestones. Widespread granitization accompanied this metamorphism. Although irregular in occurrence, large areas of quartzofeldspathic gneisses have developed locally and apparently at the expense of metasediments. In most localities there are patchy developments of migmatitic gneisses and pegmatites.

Although the intrusion history of the basic and ultrabasic rocks is complex in detail, it can be simplified as comprising two major episodes of emplacement as follows: –

(a) At the close of the early (F1) fold movements, but earlier than the main almandine amphibolite facies metamorphism.

and (b) After the main almandine amphibolite facies metamorphism, and probably during the complex of movements which characterize the second (F2) phase of folding.

The Storelv and Breivikbotn gabbros with their associated ultrabasic rocks were both emplaced during the earlier of these two episodes. Nonetheless, they exhibit considerable differences in their contact relationships with the country rocks and in their subsequent modifications during the regional metamorphism of the area.

The Storelv Gabbro.

This is a mass of dominantly gabbroic rocks of sheet-like form. The sheet has a general northerly dip, and shows a considerable degree of conformity to the country rocks in those areas so far studied. The mapping to date indicates that it begins as a narrow tongue near Lotre in the east, where it is highly sheared into hornblende-schists, and hornblende-biotite schists which are involved in complex fold structures with the marginal metasediments (personal communication D. M. Ramsay). Tectonic lenses of sheared gabbro have been reported by D. Roberts from the Finfjord area further to the north-east (Fig. 2). The width of the outcrop of the gabbroic rocks increases considerably to the west, reaching almost three kilometres west of Storelv. The gabbro continues westwards into the Donnesfjord area (E. C. Appleyard, personal communication), and reconnaisance by the authors reveals its extension for a considerable distance to the west towards Breivikbotn.

The Storelv gabbro is typically a melagabbro but has suffered considerable modification both in texture and composition during metamorphism. Peridotitic and troctolitic horizons are quite prominent and are concentrated near the base of the sheet. The ultrabasic horizons are in the form of disconnected lenses, sometimes of quite large dimensions, also of fairly thin sheet-like bodies. A relict igneous banded structure can be observed in some of the ultrabasic rocks which is sensibly parallel to the layering of the marginal metasediments, though the complex fold patterns of the latter are not found in the basic rocks. The margins of the gabbro are strongly sheared with the development of a schistosity parallel to the dominant schistosity of the country rocks. The schistosity extends for considerable distances into the basic rocks which are metamorphosed into hornblende-schists and hornblende-biotite schists. The ultrabasic rocks are on the whole relatively unsheared, though near the southern contact at Sandøbotn peridotites are strongly sheared into hornblende-biotite schists. As the central part of the basic mass is traced westwards beyond Storelv the effects of deformation are less pronounced and the

gabbroic rocks have a more massive texture. Here more isolated shear zones are developed, which are locally quite thick.

There is a lack of contact metamorphism in the country rocks surrounding the gabbro. This is perhaps a consequence of the intense movements parallel to the gabbro margin and to the pervasive effects of the subsequent almandine amphibolite facies metamorphism. However, Dr. Ramsay has discovered concentrations of sillimanite discs locally along the southern contact, and these may perhaps represent relicts of a former contact metamorphic aureole. It seems probable from several lines of evidence that the gabbro was emplaced during the late stages of the F1 movements when strong shearing of the rocks was still prevalent. The early shear zones and the primary igneous banding were themselves folded into fairly open structures during the second (F2) deformation.

The massive facies of the gabbro has been metamorphosed to gabbro-amphibolite, although relict augite containing schiller inclusions of ilmenite is frequently observed in the process of conversion into greenish-brown hornblende. Relict ophitic texture is common in these rocks. The original igneous plagioclase (calcic andesine-labradorite) persists in the massive gabbro-amphibolites though it is often strained and corroded. It is frequently broken-down into epidotic minerals and saussurite and rimmed by later oligoclase-andesine, which is the normal feldspar of the schistose varieties. The Storelv gabbro has also been affected by the considerable influx of granitic material, and the schistose varieties in particular show well-developed granitization features with the ultimate production of quartz-monzonitic and trondhjemitic gneisses. The gneisses pass into massive types in which the schistose texture has been obliterated. The massive gabbroic rocks were also extensively granitized and developed porphyroblasts of micro-perthitic microcline and of oligoclase-andesine. Biotite after amphibole is extensively developed. Such rocks acquire a patchy dioritic aspect and eventually grade into massive bodies of quartz-diorite and quartz-monzonite.

The basic rocks are prominently jointed, many of the joints being the result of the F2 movements, and three types of activity associted with the jointing have been noted:

(i) The development of sugary textured aplite veins

(ii) Late K-metasomatism along the joint surfaces.

and (iii) Hydrothermal alteration along some joints particularly in the neighbourhood of Stein Vann, with the development of zeolite, chlorite, albite and pyrite.

The Breivikbotn Gabbro.

This also is a sheet-like intrusion which extends from the hill of Riveren, between Breivikbotn and Hasvik, northwards to Holmvikdalen and thence swings with the strike eastwards to Donnesfjord where according to Dr. E. C. Appleyard (personal communication) the eastern extremity of the gabbro is highly deformed and sheared. From its southern extremity on Riveren to Breivikbotn the gabbro has clearly defined intrusive relationships to the metasedimentary rocks, and at many exposures along the south-western contact the gabbro cuts abruptly through the early (F1) structures in the metasediments. In this part of the area a well preserved contact aureole is developed in the marginal country rocks, with the production of the typical mineral assemblage corundum, spinel, hypersthene and sillimanite in the pelitic hornfelses closest to the contact. The gabbro has been metamorphosed into a gabbro-amphibolite and the regional almandine amphibolite facies assemblage has been overprinted on the minerals and textures of the aureole (Sturt, 1962). North of Breivikbotn the margin of the gabbro is increasingly sheared parallel to its contact (D. M. Ramsay personal communication), and here the contact is sensibly parallel to the strong schistosity in the country rocks. With the increased shearing at the gabbro margin, contact metamorphism of the metasediments becomes progressively less pronounced and its effects are no longer detectable a short distance north of Breivikbotn. This is also the case at Dønnesfjord. The intense shearing along the gabbro margin appears to have been associated with the final stages of the F1 movements. The eastern contact is also highly sheared along most of its course, and further complicated by later dioritic rocks, so that few contact metamorphic effects of the gabbro can be observed.

The gabbroic rocks at Breivikbotn are a little more variable in composition than those at Storelv and vary from melagabbro through gabbro to leucogabbro and contain rare bands of anorthosite. Peridotite and troctolite are extensively developed as lenses and sheets but are not concentrated towards the base, as was the case in the part of the Storelv intrusion described. Banding can occasionally be seen in the gabbroic and ultrabasic rocks. It shows a steep dip, as do the contacts of the mass, a consequence of large F2 folds. The gabbro is xenolithic in places and particularly obvious are large rafts of limestone which are converted into skarn. An analysis of one such calc-silicate inclusion is given in Table 4. Within the massive portions of the metagabbro relict grains of augite and

orthopyroxene occur containing characteristic schiller inclusions of ilmenite. Relicts of the ophitic texture of the gabbro are abundant. The gabbroic rocks are again metamorphosed into gabbro-amphibolites and the sheared portions into hornblende-schists, hornblende-biotite schists and biotite schists. There are, however, significant differences between the metamorphic modifications of this gabbro and the Storelv mass:

(i) Granitization features, so characteristic of the Storelv mass, are rarely associated with the Breivikbotn gabbro.

(ii) The metamorphism of the Breivikbotn gabbro is typified by the widespread though irregular development of hornblende-plagioclase-scapolite pegmatite, in which individual hornblende crystals may be over a foot in length. The development of this pegmatite facies indicates a greater role of volatiles during metamorphism.

(iii) The most obvious difference in the subsequent history of the Breivikbotn gabbro is the development of nepheline syenite gneisses and pegmatites and various other syenitic rocks. These alkali rocks were emplaced during the course of the F2 deformation. They are mainly metasomatic and developed along shear zones in the gabbro.

Late K-metasomatism and hydrothermal alteration along joint surfaces similar to that described from Storelv (p. 202) also occur.

A series of later basic igneous rocks varying from norites through pyroxene-mica diorites to fairly acid diorites are intruded along the margins of the Breivikbotn gabbro. The emplacement of these rocks post-dates the main almandine amphibolite facies metamorphism, and occurred during the F2 movements. These rocks are less intensively metamorphosed than the Breivikbotn gabbro and are characterized by the abundance of primary orthopyroxene.

III. Geochemistry

1. *Major Elements.*

The analyses relating to both gabbro masses (Tables 1–3) show very similar ranges of values for SiO_2, the alkalies and for Al_2O_3, MgO and Fe_2O_3. On the other hand, the values of TiO_2 in the Storelv gabbro are more variable but consistently higher. The one exception SD5, comes

Table 1: *Analyses of Storelv gabbro.*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	S2055[1]	S164[2]	S58[2]	S75[2]	S91[2]	S118[2]	S865[2]	S61[2]	S9015[1]
SiO_2	41.76	42.80	45.30	46.90	47.80	43.60	47.89	60.70	71.69
Al_2O_3	8.41	9.80	13.60	15.40	13.00	15.50	18.07	14.80	14.07
Fe_2O_3	2.58	4.62	4.62	4.02	3.90	4.73	1.59	2.68	0.62
FeO	10.22	9.91	8.92	9.20	9.50	8.94	9.05	3.37	2.05
MgO	24.63	20.16	7.71	5.27	5.81	6.84	3.74	3.69	0.57
CaO	5.74	6.68	12.95	10.70	11.27	11.87	8.77	2.13	1.27
Na_2O	1.23	1.87	2.20	2.85	2.86	2.61	3.88	6.30	3.30
K_2O	0.49	0.71	0.76	1.30	0.47	0.62	1.64	2.98	5.35
TiO_2	1.28	1.43	3.02	3.43	4.79	3.83	3.32	0.86	0.48
MnO	0.19	0.16	0.16	0.21	0.23	0.16	0.18	0.06	0.05
P_2O_5	0.16	0.16	0.21	0.31	0.19	0.38	0.64	0.26	0.14
H_2O^+	2.91	1.18	0.68	0.83	0.57	0.57	1.16	1.35	0.50
H_2O^-	0.27	0.09	0.17	0.09	0.09	0.30	0.18	0.53	0.08
CO_2	0.14	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	100.06	98.98	100.30	100.51	100.48	99.95	100.11	99.71	100.17

[1] Analyst R. Solli, Grethe Holseth, N.G.U. (Classical Methods).
[2] Analyst R. Thomas, University College London (Rapid Methods).

1. S 2055 Peridotite 3 km SW Storelv
2. S 164 Peridotite 3 km SW Storelv
3. S 58 Metagabbro Steinvann, Storelv
4. S 75 Metagabbro ½ km W of Steinvann, Storelv
5. S 91 Metagabbro Steinvann, Storelv
6. S 118 Metagabbro Storelvdalen, Storelv
7. S 865 Feldspathized metagabbro Storelv
8. S 61 "Quartz-Monzonite" Steinvann, Storelv
9. S 9015 "Quartz-Monzonite" Storelvdalen, Storelv

from Gammelgaard on the western side of Donnesfjord. This eastern extremity of the gabbro on Dønnesfjord Øen is enriched in sphene, probably as a consequence of extensive metasomatic and hydrothermal alteration (E. C. Appleyard, personal communication). The Breivikbotn gabbro shows relative enrichment in CaO (Tabs. 1 and 3). It has been demonstrated from their field relationships that the two gabbros are broadly coeval and that they have been intruded and crystallized at similar crustal levels. The authors consider the slight compositional differences to be a consequence of differences in the crystallization histories of the two gabbros and in the degree and type of contamination of the respective local magmas by country rock materials.

Table 2: *Analyses of gabbroic rocks from Breivikbotn*

	1 SD5	2 SB41	3 SB157	4 SB203	5 SB225	6 SB278
SiO_2	42.80	44.50	48.90	46.40	43.80	43.20
Al_2O_3	15.40	10.20	13.00	19.40	16.80	10.00
Fe_2O_3	3.61	3.08	5.34	2.95	5.15	3.13
FeO	9.95	7.78	5.87	5.69	7.06	9.96
MgO	6.96	12.32	8.58	7.61	7.31	19.73
CaO	11.00	15.79	12.31	11.70	14.39	11.21
Na_2O	3.77	1.95	2.06	4.33	2.83	1.56
K_2O	1.06	0.44	0.43	0.90	0.87	0.20
TiO_2	2.68	2.02	2.05	0.95	1.76	1.37
MnO	0.19	0.16	0.16	0.11	0.03	0.16
P_2O_5	0.10	0.10	0.13	0.08	0.09	0.05
H_2O^+	0.80	0.48	0.36	0.28	0.32	0.64
H_2O^-	0.09	0.05	0.05	0.09	0.03	0.08
CO_2	0.01	0.34	0.01	0.01	0.37	0.01
Total	98.42	99.21	99.25	100.50	100.81	101.20
Normative Minerals						
Qz	–	–	1.14	–	–	–
Or	6.67	2.22	2.22	5.56	5.56	1.11
Ab	7.34	3.67	17.29	12.58	8.91	1.57
An	21.96	18.07	25.02	31.40	30.58	19.74
Ne	13.06	6.82	–	12.78	7.95	6.05
Cc	0.20	0.70	0.20	0.20	0.70	0.02
Di	25.56	46.21	27.85	21.10	29.90	28.05
Hyp	–	–	11.68	–	–	–
Ol	11.62	12.38	–	10.90	6.19	35.54
Mt	5.34	4.41	7.66	4.41	7.66	4.41
Il	6.66	3.80	3.95	1.82	3.34	2.58
Ap	0.34	0.34	0.34	0.34	0.67	0.34

Analyst: R. Thomas, University College London (rapid methods)

1. SB 5 Metagabbro Gammelgaard, Dønnesfjord
2. SB 41 Metagabbro Flagenvann, near Breivikbotn
3. SB 157 Metagabbro (border facies) east of Haraldseng
4. SB 203 Metagabbro Flågenvann, near Breivikbotn
5. SB 225 Metagabbro Overflågenvann, near Breivikbotn
6. SB 278 Peridotite Hasfjordvann

2. *The Trace Elements.*

In the course of more detailed investigations now in progress, information on the trace element content of a number of samples of these gabbros has been obtained, by X-ray fluorescence and optical spectrography.

Table 3: *C I P W NORMS, Storelv rocks.*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	S2055	S164	S58	S75	S91	S118	S865	S61	S9015
Qz.	–		–	–	1.32	–	–	1.74	29.94
Or	2.78	3.89	4.45	7.78	2.78	3.34	10.01	17.79	31.69
Ab	10.48	14.67	8.62	24.10	24.10	22.01	28.30	53.45	27.77
An	15.85	16.40	25.02	25.84	21.13	28.91	26.41	6.12	5.66
Ne	–		1.14	–	–	–	3.12	–	–
Cor	–		–	–	–	–	–	–	0.82
Cc	0.30	0.20	–	–	–	–	–	–	–
Di	9.07	12.17	31.01	21.26	27.37	21.47	11.27	5.31	–
Hyp	2.10	–	–	–	8.01	1.83	–	9.44	6.15
Ol	50.49	41.04	8.74	8.23	–	7.84	8.45	–	–
Mt	3.71	5.80	6.73	5.80	5.57	6.73	2.32	3.94	0.84
Il	2.43	2.74	5.78	6.57	9.12	7.30	6.23	1.52	0.91
Ap	0.34	0.34	0.34	0.67	0.34	1.01	1.34	0.36	0.34

1.2: Peridotite
3.7: Metagabbro
5: Feldopathic Metagabbro
6: Metagabbro
7: Feldopathic Metagabbro
8.9: Quartz-Monzonite

For details of localities, refer to Table 1.

Even at this preliminary stage certain characteristic differences especially as regards Rb, Zr, Ba, Ni and Cu (Tables 6 and 7) can be observed. The response of the trace element paragenesis to metamorphism is considered below.

The values obtained for each element determined in the Sørøy rocks are compared in most cases with those obtained by Wager and Mitchell (1951) for Skaergaard, by Liebenberg (1960–61) for the Bushveld, by Nockolds and Mitchell (1948) for Scottish Caledonian igneous rocks, and with the average values adopted by Ahrens and Fleischer (1960) for W 1 and G 1. These four sources are not referred to again in the discussion to avoid repetition.

1) Strontium.

The Sr-values in both gabbros range from 400–1150 ppm. For comparison, it might be noted that the amount of Sr in the original Skaergaard magma was 350 ppm; the hypersthene-olivine gabbros of the layered

Table 4: *Analyses of Limestone Xenolith in Brevikbotn Gabbro Compared with Metamorphosed Limestone outside the Gabbro.*

	SB 407	BR 240	
SiO_2	49.40	4.58	*SB 407*
Al_2O_3	9.90	3.61	Forsterite-diopside-wollastonite
Fe_2O_3	1.87	0.16	skarn in gabbro. 2 km S.W. of
FeO	3.39	0.35	Breivikbotn.
MgO	11.58	tr.	Analyst: R. Thomas (rapid methods)
CaO	23.45	50.97	
K_2O	0.01	0.03	
Na_2O	0.67	0.57	
TiO_2	0.50	–	*BR 240*
MnO	0.15	–	Metamorphosed limestone
P_2O_5	0.05	0.01	(unaffected by contant
H_2O^+	0.27	0.30	metamorphism). 1 km E of
H_2O^-	0.07	0.02	Breivik.
CO_2	0.01	39.33	Analyst: J. Bartle
Total	101.46	100.20	
Ti	2,700	20	
V	n.d.	5	n.d. = not determined
Cr	85	15	x = below limits of detection,
Ni	50	x	with method used.
Cu	n.d.	10	
Zn	120	x	
Sr	440	2,300	
Zr	105	x	

series contained 600 ppm Sr; Liebenberg (1960) gives Sr-values ranging rom 130–195 ppm for Main Zone Gabbros from the Bushveld Igneous Complex. The value of 1000 ppm Sr for Caledonian basic plutonic rocks from Scotland is considered too high by Wager and Mitchell (1951). Sr in W1 is 175 resp. 220 ppm.

From data so far available the Sr content of the Sørøy gabbros appears to be comparatively high. Certain relations between the Sr-content of these rocks and the amount of plagioclase present, do, no doubt, exist. Butler and Skiba (1962) found that the Sr-content of feldspars from three basic intrusions in Somalia are similar for comparable anorthite contents. Information is not yet available, however, on the Sr-content of feldspars from the Sørøy gabbros.

Table 5: *Trace elements in Breivikbotn rocks.*

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
	SD5	SB 203	SB157	SB41	SB455	SB132	SB448	SB225	SB278	SB28
Ti	18,000	n.d.	12,300	12,120	5,800	37,200	20,160	10,500	5,300	10,500
Sr	440	820	600	350	400	720	590	800	290	165
Rb	25	–	–	–	–	–	13	–	10	–
Ba	–	200	350	150	–	280	600	–	–	370
Y	–	25	35	35	–	15	30	–	–	20
Zr	110	80	75	100	170	50	80	100	70	65
Mn	2,600	700	1,200	1,100	1,250	1,000	2,000	n.d.	1,000	1,860
Cr	200	180	180	500	660	105	80	90	1,250	650
Cu	50	80	150	200	50	215	30	110	110	75
Co	100	45	55	35	75	n.d.	n.d.	75	100	n.d.
Ni	110	120	150	300	225	100	30	160	550	660
V	360	200	120	250	120	480	280	360	180	225

n.d. = not determined
– = not detected (below sensitivity of method)

16 SD 5, Metagabbro, Gammelgaard, Dønnesfjord
17 SB 203, Metagabbro, Flågenvann, near Breivikbotn
18 SB 157, Metagabbro, (border facies) east of Haraldseng
19 SB 41, Metagabbro, North of Flågenvann, near Breivikbotn
20 SB 455, Pyroxene-Mica-Diorite, Flågenvann, near Breivikbotn
21 SB 132, Metagabbro, South of Flågenvann, near Breivikbotn
22 SB 448, Norite, Flågenvann, near Breivikbotn
23 SB 225, Metagabbro, Overflågenvann, near Breivikbotn
24 SB 278, Peridotite, Hasfjordvann
25 SB 28, Peridotite dyke in metasediments, Hvitness, near Barvik

2) Rubidium.

Samples of the Breivikbotn gabbro have Rb-values which are extremely low or not detectable with the methods used. Not even the accepted average for W1 (22 ppm) is reached (table 6). Wager and Mitchell found Rb-values in basic rocks from Skaergaard to be below sensitivity of the analytical method. On the other hand, Rb-values in the Storelv gabbro are higher, and vary between 20 and 155 ppm. No distinct relationships between the Rb and K contents was observed in the rocks analysed. This indicates that only part of the total Rb is accommodated in the feldspars. Heier (1960) ascribed the higher Rb content of certain amphibolite facies gneisses to their high biotite content. The higher Rb-values in the Storelv gabbro may perhaps be related to the greater abundance of biotite. Rb can, to a limited extent, take the place of K in biotites. The virtual absence of Rb in the Breivikbotn gabbro is comparable to the extremely

Table 6: *Trace elements in Storelv rocks.*

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	S73	S75	S91	S58	S118	S113	S61	S865	S164	2055	R8	R34	R35	R51	R63
Ti	17,200	16,800	15,400	18,120	23,000	n.d.	5,160	19,400	n.d.	7,560	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sr	570	500	450	820	1,150	430	590	770	430	160	630	630	240	450	610
Rb	20	20	15	–	80	90	120	35	–	15	120	50	155	110	60
Ba	–	–	–	200	200	1,000	600	1,230	200	240	2,180	570	2,945	690	720
Y	–	–	75	35	35	70	35	55	–	–	70	20	100	50	10
Zr	190	170	180	100	100	200	400	180	100	55	270	85	310	115	100
Mn	1,450	1,300	1,350	1,200	1,050	1,150	550	1,400	1,470	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	85	170	50	100	100	30	–	40	600	2,150	30	75	65	35	95
Cu	–	50	35	50	80	50	10	5	180	50	Tr.	35	25	Tr.	45
Co	–	50	75	45	45	25	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	550	60	45	40	40	40	40	10	640	980	25	65	60	20	100
V	–	360	300	350	350	125	80	300	200	180	85	360	85	345	220

n.d. = not determined

– = not detected (below sensitivity of method)

1. S 73, Metagabbro, 1 km E of Steinvann, Storelv
2. S 75, Metagabbro, ½ km W of Steinvann, Storelv
3. S 91, Metagabbro, Steinvann, Storelv
4. S 58, Metagabbro, Steinvann, Storelv
5. S 118, Metagabbro, Storelvdalen
6. S 113, Feldspathized metagabbro (much biotite) Storelvdalen, Storelv
7. S 61, "Quartz-Monzonite", Steinvann, Storelv
8. S 865, Feldspathized metagabbro, Storelv
9. S 2055, Peridotite, 3 km SW Storelv
10. S 164, Peridotite, 3 km SW Storelv
11. R 8, Hornblende-Biotite Schist with feldspar augen. Storelv Point, Storelv
12. R 34, Metagabbro (boudin in hornblende schist) ½ km W of Strømmen
13. R 35, Biotite Schist 400 m. W of Strømmen
14. R 51, Metagabbro 500 m. S of Storelv
15. R 63, Metagabbro 400 m. ENE of Mebotn

Table 7: *Trace Elements in the Storelv and Breivikbotn Gabbros compared with those in Basic Igneous Rocks from the Scottish Caledonides,*[1] *Skaergaard,*[2] *the Bushveld*$_3$ *and in W 4* [4].

Element	Storelv	Breivikbotn	Scottish Caledonian	Skaergaard	Bushveld	W. 1.
V	320	280	150	220	115	240
Cr	75	210	300	230	340	120
Ni	40	150	200	120	100	82
Co	55	55	70	48	35	38(51)
Cu	40	150	n.d.[5]	67	24	110
Zr	150	80	60	33	30	100
Mn	1,300	1,000	1,100	700	1,090	1,300
Sr	660	660	1,000	600	160	220(175)
Rb	43	–	n.d.	n.d.	3,5	22
Ba	600	245	150	18	95	225
Y	35	20	n.d.	n.d.	n.d.	35

[1] Nockolds and Mitchell, 1948 (Sr too high)
[2] Wager and Mitchell, 1951
[3] Liebenberg 1960 (Average of 9 main zone gabbros)
[4] Ahrens and Fleischer, 1960
[5] n.d. = not determined

low Rb-values (1–7 ppm) found in uncontaminated gabbros and norites from the Bushveld. The presence of substantial amounts of Rb (>30 ppm) in gabbroic rocks (by comparison with W1, Skaergaard etc.) would appear to indicate the effects of either contamination or metamorphism.

3) Zirconium.

In the Storelv gabbro Zr varies from 100 to 200 ppm, as seen in table 7. The Zr-content of the Breivikbotn gabbro is lower (50–100 ppm). Much of the Zr is located in zircon, forming well-developed crystals up to 70 microns in length. Liebenberg's (1960) analyses of uncontaminated gabbros and norites from the Bushveld show Zr-contents between 25 and 40 ppm. Only in norites from the border phase does Zr reach 100 ppm. The average Zr-content of hypersthene-olivine gabbros and ferrogabbros from Skaergaard is 33 ppm and 20 ppm, resp. It is interesting to note that especially high Zr-values occur in feldspathized gabbros from Storelv (Nos 6, 7 and 8, Table 7). The potential correlation of this observation to the granitization of the Storelv gabbro has to be considered.

4) Barium.

Considerable variations in Ba-content can be observed in both the Storelv (200–3000 ppm Ba) and the Breivikbotn gabbro (200–600 ppm Ba). Feldspathized gabbros (for instance, Nos S 113 and 865) show distinctly higher Ba-values than less altered ones. Wager and Mitchell give 18 ppm Ba for hypersthene-olivine gabbros and 60 ppm Ba for ferrogabbros from Skaergaard. Liebenberg (1960) quotes 70–146 ppm Ba for Bushveld gabbros. Caledonian basic plutonic rocks from Scotland contain on average 150 ppm Ba. The respective values for G1 are 1220 ppm Ba and for W1 225 ppm Ba. In a feldspathized gabbro from Storelv (S 865) a value of 1230 ppm. was obtained, similar to the accepted values for G1. The differences between Storelv (average 600 ppm Ba) and Breivikbotn (average 245 ppm Ba) are perhaps related to granitization which has been so intense in the Storelv area.

The geochemistry of Ba (ion radius 1,43 Å) in igneous rocks is characterized by its close relation to K (ion radius 1,33 Å). The K_2O/Ba ratios recorded from the Bushveld range from 10 to 30, in Sørøy from 12 to 39, without any noticeable difference between the Breivikbotn and Storelv gabbros. With the exception of SB 157 (border facies of Breivikbotn gabbro) the Sørøy results plotted on the K/Ba diagram of Heier (fig. 3) follow the same trend as the metamorphic and igneous rocks from Langøy.

5) Titanium.

Much of the titanium present in basic igneous rocks is concentrated in ilmenite, titano-magnetite and sphene. The close relations between ilmenite-content and Ti-values has already been noted. Generally the ilmenite-and sphene-rich Storelv gabbro is richer in Ti (15,000–23,000 ppm) as compared with the Breivikbotn gabbro. These figures are distinctly higher than those for hypersthene-olivine gabbros from Skaergaard (5,000 ppm Ti), for Bushveld gabbros (700–1300 ppm Ti), for Caledonian basic igneous rocks in Scotland (5,000 ppm Ti), and for W 1 (7,400 ppm Ti). However, ferrogabbros from Skaergaard and diorites from the Bushveld are more comparable with 15,000 ppm and more than 10,000 ppm Ti respectively. The analytical data available so far indicates that even in intensely feldspathized gabbro (S 865, for instance) the Ti-content does not differ noticeably from that of less altered samples.

The differences in the Ti-content of the two gabbros are reflected in

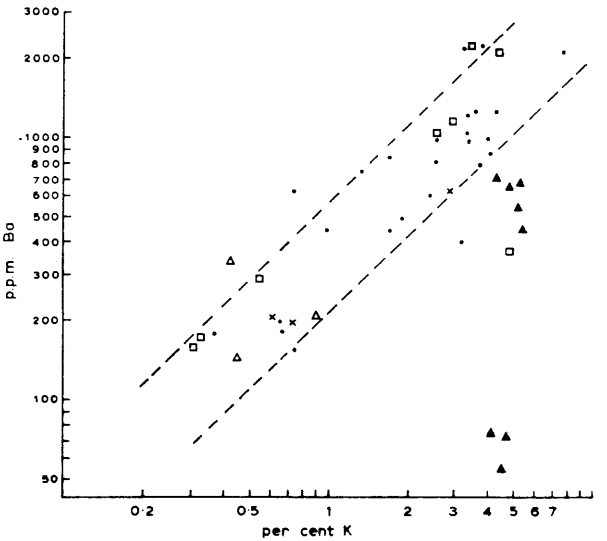


Fig. 3. Relationship between K and Ba in rocks from Langøy (Heier, 1960) and from Sørøy.

▲ = Young Red Granites, Langøy
□ = Eidet–Hovden intrusion, Langøy
● = Regional metamorphic rocks (Amphibolites, granulites, gneisses), Langøy
× = Storelv gabbro, Sørøy
△ = Brevikbotn gabbro, Sørøy

the ore mineral parageneses. Ilmenite is the dominating primary ore mineral in the Ti-rich Storelv gabbro and titano-magnetite dominates in the Breivikbotn gabbro. This suggests slight differences in the Ti-concentration of the respective local magmas.

6) Chromium.

Maximum Cr-contents were found in the peridotites (up to 1,250 ppm). The Breivikbotn gabbros have a tendency for higher Cr-values (80–600 ppm) than the Storelv gabbros (50–170 ppm). The comparative values for main zone gabbros from the Bushveld complex are 60–610 ppm, for hypersthene-olivine gabbro from Skaergaard 230 ppm and for Scottish Caledonian basic intrusives 300 ppm Heier (1960) gives analyses of three gabbros from the Eidet–Hovden intrusion, Langøy, in which the values for Cr are 46, 231 and 541 ppm, respectively.

7) Copper.

It is widely assumed that Cu, due to its volatile character, is easily mobilized during metamorphism. Thus, the behaviour of Cu in metamorphic rocks has become of interest not only for the pure geochemist but for the economic geologist also (see Cornwall and Rose, 1957, Heier, 1960; Vokes, 1957). Deposits of Cu-sulphide ores are widespread in many areas of low grade regional metamorphism, and the question, has to be considered whether they can be explained as metamorphosed sedimentary orebodies or if mobilization of Cu from basic igneous rocks may lead to economic concentrations of Cu-sulphides.

Vokes (1957) has discussed the application of the latter assumption to genetic problems of the Birtavarre copper deposits, Troms, Northern Norway: an area which has many general geological and geotectonic aspects in common with Sørøy. Views as to the actual location of Cu in the respective magmatic "source rocks" still show certain discrepancies, especially as some authors tend to emphasize the role played by the substitution of Mg^{2+} and Fe^{2+} by Cu^{2+} in the lattice of ferromagnesian minerals. Heier (1960) assumes that a higher proportion of Cu may be accommodated in the lattice of silicates of the more acid rocks than of the more basic rocks. Definite conclusions on the matter, can, however, only be reached if geochemical data are compared with the results of detailed ore-microscopic investigations of the rocks in question. Ramdohr (1940) and Newhouse (1936) have shown that most basic and many acid igneous rocks contain chalcopyrite. Unfortunately, much of the recent geochemical data as regards distribution of Cu are not correlated with ore-microscopic observations. The present authors suggest that chalcopyrite, even if present in minute grains only, is the main source for the Cu-content of the igneous rocks investigated. This does not exclude the possibility of small amounts of Cu being accommodated in the lattice of ferromagnesian silicates. No doubt the amount of S available in the magma largely determines the amounts of certain metallic elements that may become fixed in sulphides during the course of crystallization.

With few exceptions, all the Sørøy gabbros investigated contain chalcopyrite, higher amounts being present in the Breivikbotn gabbro. On comparing the analytical data for Cu from Storelv with those from Breivikbotn, it is seen that the Cu-values in the Breivikbotn gabbro are higher, ranging from 80–215 ppm. In Storelv, the corresponding values are 5–50 ppm Cu. (W1: 110 ppm, G1: 13 ppm Cu). Bushveld main zone

gabbros contain 6–47 ppm and Eidet-Hovden gabbros (Langøy) 65 ppm Cu. In the Skaergaard intrusion, hypersthene-olivine gabbros show average Cu-values of 67 ppm, ferrogabbros, 400 ppm.

8) Nickel.

In the Breivikbotn gabbro, Ni-values range from 50 to 300 ppm and average about 150 ppm. Exceptions are represented by peridotites with considerably higher values (55, resp. 650 ppm), and a pyroxene-mica-diorite with only 27 ppm Ni. The above value of 150 ppm corresponds well with data for basic igneous rocks from Germany (Goldschmidt, 1958; 160 ppm Ni), U.S.A. (Sandell and Goldich, 1943: 160 ppm) and Greenland, (Skaergaard hypersthene-olivine gabbro, Wager and Mitchell, 1951: 120 ppm). Gabbros of the Main Zone of the Bushveld Igneous Complex contain 50–170 ppm Ni 82 ppm Ni are recommended for W1. In the Storelv gabbro (with the exception of peridotitic portions) the Ni-contents are considerably lower: they vary from 10 to 60 ppm and average about 40 ppm. Since there is good agreement between ore-microscopic evidence and geochemical data, it appears that as suggested above for Cu, much of the Ni is in a sulphide phase, which in this case is pentlandite. Data on the actual amount of Ni present in the ferromagnesian silicates of these rocks is not yet available.

Some of the traditionally accepted features as regards the origin of sulphides in basic igneous rocks will have to be reconsidered in the light of new evidence which Kullerud and co-workers have accumulated in recent years. This applies especially to minerals in the systems Fe-Ni-S and Cu-Ni-S (Kullerud, 1963; Moh and Kullerud, 1963; Kullerud and Yoder, 1963); it has been shown that a separation of sulphide and silicate melts before emplacement of the respective magma is improbable.

Furthermore, Kullerud's experiments indicate that metals, such as Fe, Ni, Co and Cu may originally be present in silicates. During late- or post-magmatic addition of S they can easily react with S to form sulphides. It has, for instance, been possible to produce pyrrhotite-pentlandite associations very similar to those observed in ores by heating fayalite containing a small amount of Ni with 33⅓ mole S at 800° C and 2000 bars. This, however, does, not exclude the possibility of disseminated iron-nickel sulphides crystallizing from a magma. The only exception is pentlandite, which formed through reaction in the solid state between

primary sulphides. Kullerud (1963, p. 182, 187) found that the (Fe, $Ni)_{1-x}S$ (pyrrhotite) phase reacts with the high-temperature (Fe, $Ni)_{3=x}S^2$ phase at 610° C to form pentlandite. There exists, in addition a certain amount of pyrrhotite-pentlandite solid solution which, with further decrease in temperature, results in unmixing of pentlandite from pyrrhotite. The significance of this data for a better understanding of the much-debated question if certain metals are accommodated in silicates or in sulphides and of the genesis of pyrrhotite-pentlandite deposits, is obvious.

9) Mn, Co, V and Y.

In addition to the elements discussed above, Mn, Co, V and Y have been determined in most samples. Apparently, there are no significant differences between the Storelv and Breivikbotn gabbros as regards the distribution of these elements and they are, therefore, not discussed in detail.

The Mn-values in Storelv gabbros vary from 1050 to 1450 ppm, in Breivikbotn gabbro they are slightly lower (table 6). All these data are in the same range as those known from Caledonian basic igneous rocks (1100 ppm Mn) and from the Bushveld Main Zone gabbros contain 700 ppm Mn, ferrogabbros 3300 ppm Mn.

The average Co-content in Sørøy gabbros is 55 ppm: this is in the same range as the values of 70 ppm given for Caledonian basic igneous rocks and the figures suggested for W1 (38 resp. 51 ppm). Liebenberg gives 20–60 ppm Co for gabbros from the Main Zone of the Bushveld Igneous Complex.

The average V-contents of the Breivikbotn and Storelv gabbros are very similar: 280 resp. 320 ppm. Corresponding data from Bushveld gabbro are 70–186 ppm, from Skaergaard olivine-hypersthene gabbro 220 ppm. A value of 240 ppm V is recommended for W1. No relationship has so far been established between the magnetite content and the amounts of V present, in the rocks investigated. It is well known, however, that certain magnetites contain a few per cent of vanadium, and vanadium can also be accommodated in ilmenite. Vincent and Philips (1954) give analyses of ilmenites from the Skaergaard intrusion which contain 0.32 and 0.18 % V_2O_3 (corresponding to about 2000 resp. 1200 ppm V). Similar possibilities are anticipated for the Sørøy gabbros; analytical data on ilmenites will be available in due course.

21 ppm Y for G1 and 35 ppm Y for W1, are recommended as "a good magnitude". Considering this not very pronounced difference, it does not seem permissible to draw conclusions from the fact that the average Y content in Storelv gabbros is 35 ppm, in Breivikbotn gabbros 20 ppm. In the Skaergaard intrusion, Y values above the sensitivity of the method used (30 ppm) have been observed only in the fayalite ferrogabbro. Liebenberg (1960) does not give data on the distribution of Y in Bushveld rocks.

From the limited analytical evidence presented, the following tentative conclusions can be drawn: The differences in Ti-contents of the Storelv and Breivikbotn gabbros suggest slight differences in the composition of the original local magmas. No significant differences in the Sr, Mn, V and Co values of the two gabbros are to be observed. The values for Rb, Zr and Ba in the Storelv gabbro are distinctly higher than in the Breivikbotn gabbro. The assumption that these elements have, to a certain extent, been introduced during granitization is supported by the fact that the highest values are found in feldspathized portions of the gabbro. On the other hand, the amounts of Cr, Cu and Ni present in the Breivikbotn gabbro are higher than those from Storelv. As regards Cr and Ni, they correspond more closely to data available from similar rocks in the Bushveld, Skaergaard and Scottish Caledonian regions, whereas the Storelv rocks seem to show relative depletion in these elements.

The high Cu-content in the Breivikbotn gabbro is obviously a primary magmatic feature. The question as to the potential primary difference in the Cu-contents of the two gabbros can only be answered if analytical data from non-granitized portions of the Storelv gabbro become available. The suggestion is put forward, however, that the low Cu-values in Storelv may, at least partly, be due to mobilization and removal of Cu during metamorphism and granitization. The low Cr- and Ni-values in Storelv seem to be determined by similar factors. Summarizing these considerations, it can be stated that the geochemical differences between the Storelv and Breivikbotn gabbros can partly be explained by slight differences in the composition of the original magmas. Metamorphism and granitization seem, however, to have has a distinct influence on the Storelv gabbro and may be, at least partly, responsible for the introduction of Rb, Zr and Ba and for the mobilization of some of the original Cr, Cu and Ni.

The ore minerals.

I. *Breivikbotn gabbro.*

a) Ilmenite.

Ilmenite is the most widespread ore mineral in the rocks investigated. Two main types of occurrence can be distinguished:

1. Irregular grains of up to several mm. diameter. Ramdohr (1940) suggests that such grains crystallized as droplets of high surface tension in the intergranular spaces of already solidified silicates.
2. Lamellae orientated parallel to the cleavage of pyroxenes (resp. hornblende). Their diameter does not normally exceed a few microns, but they may be up to 50 microns long. (Fig. 4).

The lamellae have been altered to sphene to a much higher degree than the grains. In fact, only a few "fresh" ilmenite lamellae can be observed. This process is obviously related to the metamorphism responsible for the uralitization of the original pyroxenes. Thus, the original pyroxene cleavage directions, outlined by sphene lamellae, can be preserved in basal section of amphiboles (Fig. 5).

The independent ilmenite grains have been affected by alteration to a limited extent only. In some cases, however, thin "coronas" of sphene have developed around the ilmenite. Formation of rutile frequently seems to mark an initial stage of oxidation (Fig. 6). It is followed later by the growth of sphene, a process which requires a certain mobility of Ca and Si.

Oxidation of ilmenite usually follows the well know formulae,

$$2\ FeTiO_3 + O \rightarrow Fe_2O_3 + 2\ TiO_2 \quad \text{or}$$
$$3\ FeTiO_3 + O \rightarrow Fe_3O_4 + 3\ TiO_2$$

In the two Sørøy gabbros investigated, however, no Fe_2O_3 (hematite) could be detected. Furthermore, the rutile present does not exhibit any textures indicating former intergrowth with Fe_2O_3.

According to Ramdohr (1940), $Fe_2O_3 - TiO_2$ intergrowths are frequently produced by metamorphism. Examples for this reaction have been described from a Lewisian epidiorite from Loch Inver, Assynt (Stumpfl, 1961). The absence of Fe_2O_3 as a decomposition product of ilmenite in the Storelv and Breivikbotn gabbros suggests the local removal

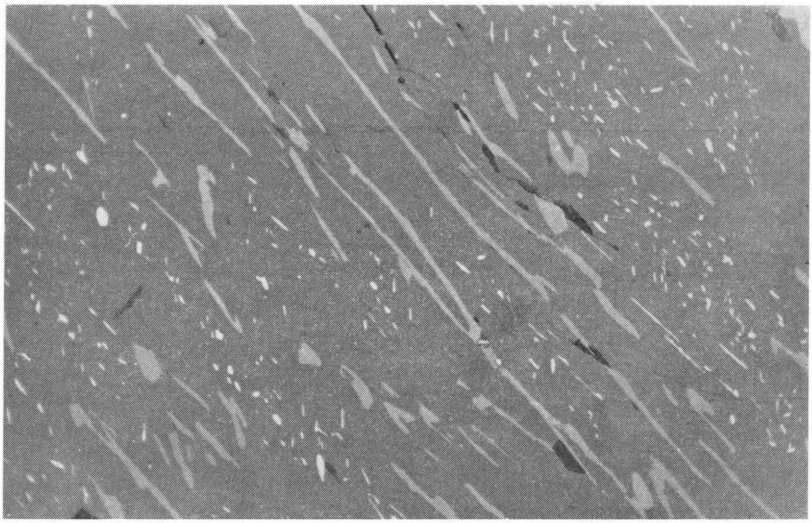


Fig. 4. Sphene lamellae (light grey) in pyroxene (medium grey). Small white lamellae are unaltered ilmenite. Breivikbotn. Magnif. 200 ×.

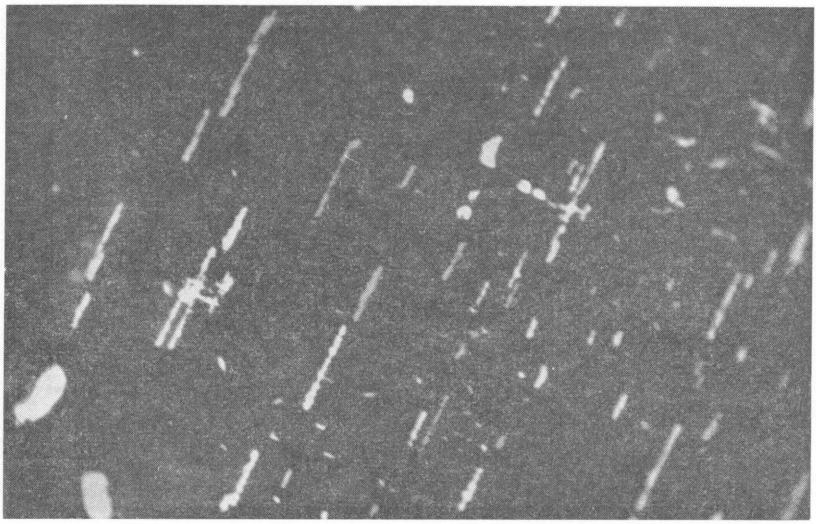


Fig. 5. Ilmenite lamellae (white), altered into sphene (light grey), follow basal cleavage directions of pyroxene. Breivikbotn. Magnif. 330 ×, oil immersion.

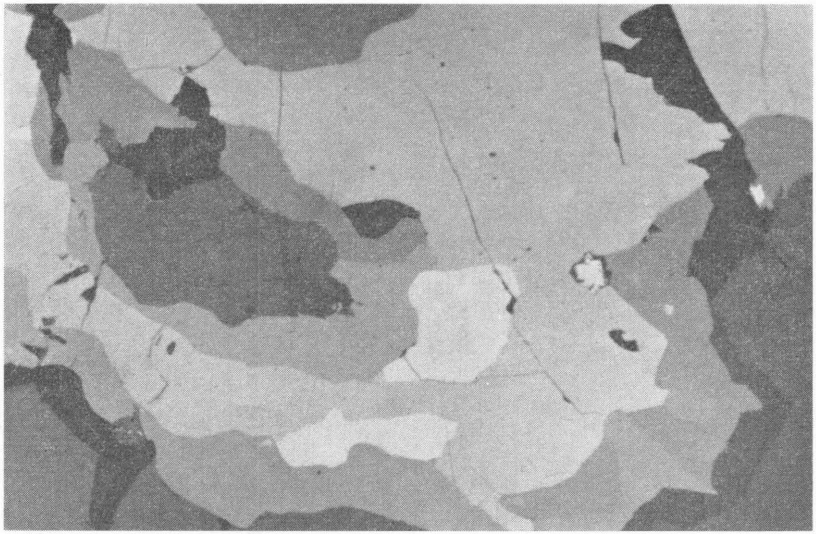


Fig. 6. Oxidation of ilmenite (medium grey) produces rutile (light grey, internal reflections) and sphene (reflection pleochroism). Dark grey is gangue. Breivikbotn. Magnif. 200×.

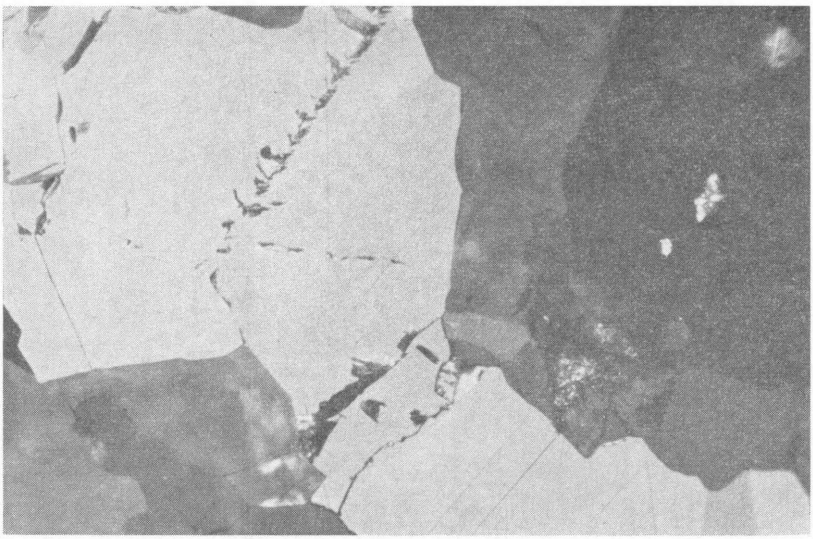


Fig. 7. Rutile (light grey) and sphene (dark grey rim) after ilmenite. Breivikbotn. Magnif. 330 ×. Oil immersion.

of Fe during metamorhism and, perhaps, recrystallization of rutile to form the large crystals now present (Fig. 7).

Ramdohr (1940) mentionst he possibility of "rutile only" occuring as decomposition product of ilmenite. The question of removal of Fe is not discussed.

Not a single grain of unmixed hematite-ilmenite, so widespread in many basic igneous rocks, has been detected in the Storelv and Breivikbotn gabbros.

For unmixing of hematite in ilmenite a minimum content of 6 % Fe_2O_3 in ilmenite is required (Edwards, 1954). Hematite with unmixing of ilmenite or rutile has not been found, either. Hematite with unmixing lamellae of rutile parallel to (2243) in six directions is concentrated in beach sands of the Baltic sea (Stumpfl 1958). It is a characteristic constituent of many Scandinavian polymetamorphic rocks.

b) Magnetite.

There are three main types of magnetite to be distinguished in the rocks investigated:

1) Independent grains, frequently with "exsolution" lamellae of ilmenite.
2) Coarse-grained magnetite-ilmenite aggregates, without any "exsolution" textures.
3) Myrmekitic magnetite-silicate (especially pyroxene) intergrowths.

Lamellae of ilmenite are arranged parallel to the (111)-directions of magnetite (Fig. 8). Usually, the total $FeTiO_3$-content of Fe_3O_4 is present in lamellae: Edwards (1954) found small ilmenite "bubbles" in Australian magnetites the bulk analyses of which showed only 0.01 % Ti. The results of Lindsley (1962) indicate that the well known magnetite-ilmenite intergrowths are not necessarily to be explained as products of exsolution: identical textures can result from oxidation of magnetite-ulvøspinel solid solutions. This hypothesis is supported by recent experimental data (Webster and Bright, 1961) showing that the stable solubility of ilmenite even at 1200–1300° C is much too small to account for the quantities of ilmenite present in natural intergrowths. Augusthitis (1964) found ilmenite "exsolution" lamellae in blastic magnetites in chlorite schists from S. Ethiopia which he assumes to have formed at temperatures of about 300° C.

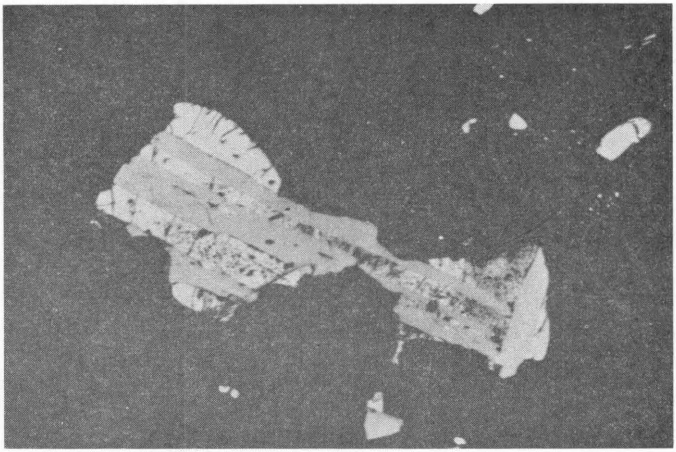


Fig. 8. Magnetite (light grey) with unmixing lamellae of ilmenite (medium grey). Breivikbotn. Magnif. 90 ×.

Unmixing of spinel (hercynite or pleonast) can be observed in many titanomagnetites from the Breivikbotn gabbro. Spinel occurs partly as minute lamellae in networks parallel to the (111) or (100) directions of the magnetites, and also as tiny round and oval grains along the rims of ilmenite lamellae. At × 1000 magnification fine exsolution patterns can be observed in some magnetites. These may be ulvøspinel (Fe_2TiO_4), but, due to the extremely fine nature of the intergrowth, the diagnosis is only tentative. The presence of ulvøspinel in differentiated basic igneous rocks indicates FeO-surplus. Ulvøspinel is, accordingly, not found in examples where ilmenite contains exsolution bodies of hematite. The fact that no hematite occurs in the Breivikbotn ilmenite tends to suggest that fine-grained intergrowths as ulvøspinel may be present.

Coarse intergrowths of magnetite and ilmenite grains are much rarer. The same applies to magnetite-silicate myrmekites: these are especially well developed in a banded metagabbro. According to Ramdohr (1948), these textures are partly reaction rims and partly due to unmixing (and sometimes, recrystallization).

High magnification reveals the presence in some magnetites of two phases, a light yellowish brown one and a slightly darker one, with a violet tinge. Preliminary investigation of similar magnetites from Sierra Leone with the X-ray microanalyser has indicated, that the above varia-

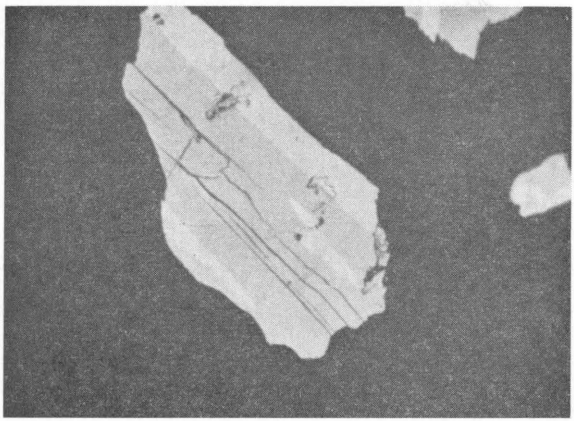


Fig. 9. Pyrrhotite (medium grey) with lamellae of pentlandite (white). Chalcopyrite (light grey), gangue (black). Breivikbotn. Magnif. 330 ×, Oil immersion.

tions in reflectivity are due to slight variations in the Mn-content of respective phases.

The magnetites in the Breivikbotn gabbro are remarkably fresh; no signs of martitization were found. Hydrothermal alteration, to which the rock was exposed in later stages of its history, affected the ore paragenesis only superficially: these features will be discussed later.

c) Sulphides.

Pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite and pyrite are the main sulphides in the Breivikbotn gabbro. Pyrrhotite and chalcopyrite can be considered as products of crystallization from the original magma. Pentlandite has formed by reaction in the solid state of pyrrhotite with $(Fe, Ni)_{3-x}S_2$ (Kullerud, 1963) and by unmixing from pyrrhotite. It occurs in typical flameshaped lamellae parallel to (0001) of FeS. FeS, (Fe, Ni)S and $CuFeS_2$ frequently are closely associated with each other (Fig. 9). The comparatively high Ni- and Cu- values in samples of Breivikbotn gabbro are no doubt due to the presence of the above sulphides.

Clusters of well-developed pyrite crystals can be seen in many polished sections. They are (with a few exceptions) products of post-magmatic hydrothermal alteration. Frequently, oxidation has altered these pyrites aggregates of a α and γ – FeOOH, which still maintain the cubic outlines (Fig. 10).

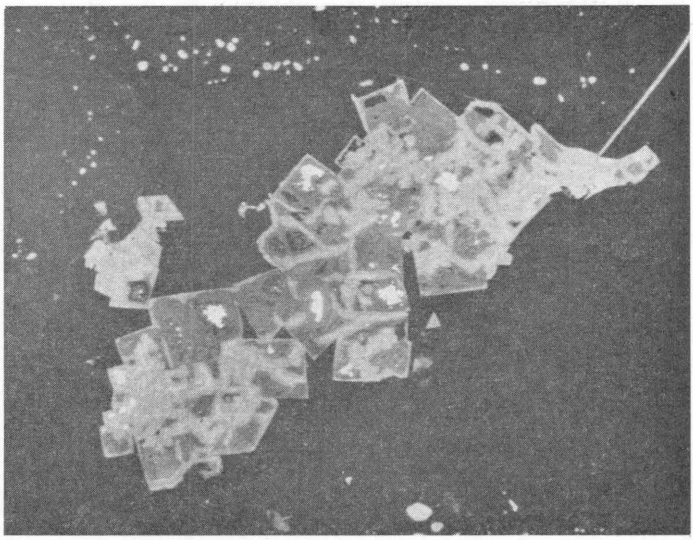


Fig. 10. Pyrite cubes (white), nearly completely altered into goethite (α-FeOOH; dark grey) and lepidocrocite (γ-FeOOH; light grey). Breivikbotn. Magnif. 230 ×, oil immersion.

II. *Storelv gabbro.*

a) Ilmenite.

Up to 90 % of the bulk ore content in the Storelv gabbro is made up by ilmenite which may form independent grains sometimes of considerable size (Fig. 14) and also thin lamellae parallel to the cleavage of pyroxenes and hornblendes. Tectonic deformation is responsible for twinning after (1011) which occurs in some ilmenites. Two directions of twinning lamellae are developed; due to the comparatively strong reflection pleochroism the characteristic pattern can be seen in plain polarized light. (Fig. 12). Ilmenite crystallized after solidification of the silicates. Thus, it sometimes outlined grain boundaries. Further growth of some silicates (especially plagioclases: zones of lower An-content) took place during metamorphism. In certain of these examples, the original grain boundaries, as indicated by ilmenite, have been preserved within the silicates (Fig. 13).

The most remarkable feature, however, is the intense alteration of ilmenite to sphene. No unaltered grains were found in the sections investigated. Typical sphene coronas are visible in thin section. Often only

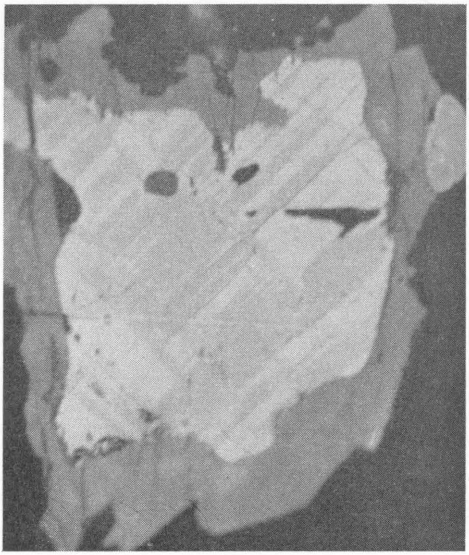


Fig. 12.

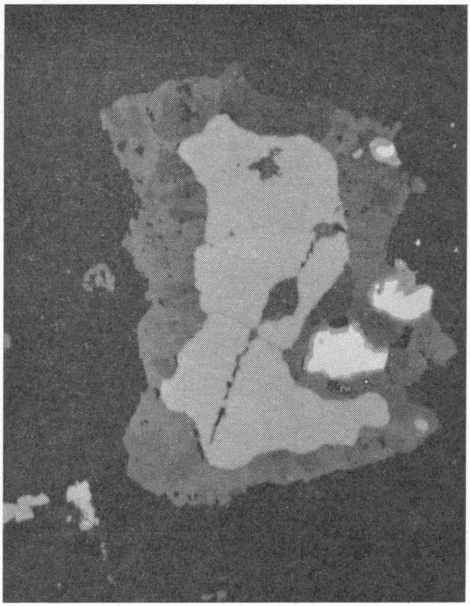


Fig. 14.

Fig. 11.

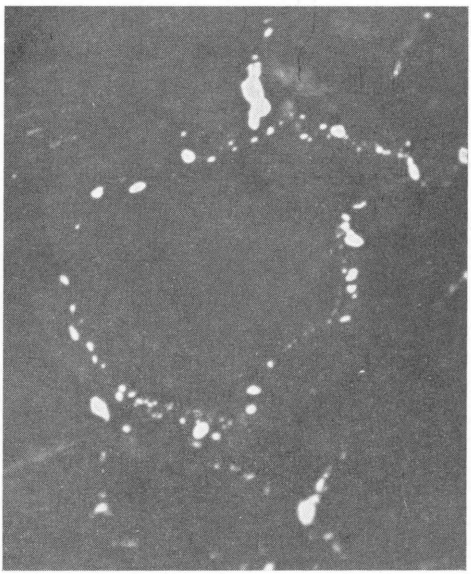


Fig. 13.

Fig. 11. Ilmenite with corona of sphene (reflection pleochroism). Storelv. Magnif. 90 ×.

Fig. 12. Ilmenite with twinning lamellae after (1071) and corona of sphene. Storelv. Magnif. 330 ×, oil immersion.

Fig. 13. Old grain boundaries (premetamorphic) in silicate (plagioclase) outlined by ilmenite. Storelv. Magnif. 330 ×, oil immersion.

Fig. 14. Ilmenite (light grey) with corona of sphene. White are grains of pyrite with limonite rim. Storelv. Magnif. 90 ×.

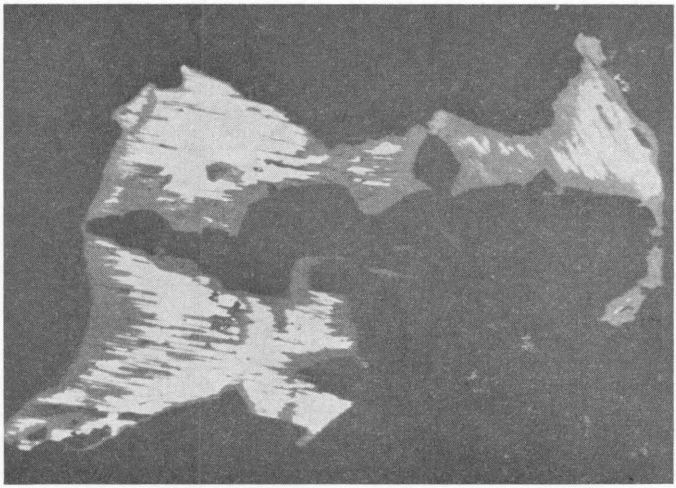


Fig. 15. Pyrrhotite (white) replaced by limonite following (0001)-directions. Gangue is black. Storelv. Metagabbro. Magnif. 250 ×, oil immersion.

small relics of the original ilmenite are present, embedded into extensive areas of sphene (Fig. 11).

In the few cases where primary magmatic pyrite was enclosed in ilmenite, alteration of pyrite to limonite proceeded contemporaneously with the formation of sphene from ilmenite (Fig. 14).

Ilmenite-hematite and hematite-ilmenite do not occur in the Storelv gabbro.

b) Magnetite

is present in subordinate amounts only. No intergrowths with ilmenite have been observed.

c) Sulphides

are less widespread than in the Breivikbotn gabbro. Pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite are lacking completely in many sections. Pyrrhotite has been affected intensively by oxidation, which follows the (0001)-directions. Frequently only small relics of pyrrhotite are preserved (Fig. 15). Decomposition of pyrrhotite first produces fine-grained aggregates the mineralogical composition of which cannot be determined microscopically. X-ray powder diagrams, however, show that marcasite and pyrite are the essential constituents (Ramdohr, 1960). These aggre-

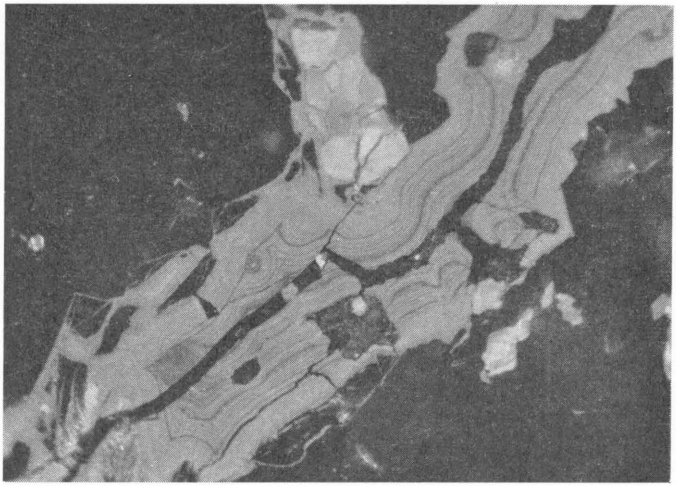


Fig. 16. Limonite in botryoidal textures along fissure. Light grey grains are sphene. Storelv, Metagabbro. Magnif. 330 ×, oil immersion.

gates are altered into limonite (goethite, α-FeOOH, and lepidocrocite, γ-FeOOH). The basal directions of the original pyrrhotite can sometimes still be recognized in the limonite The "Zwischenprodukt" (intermediate product) which Frenzel (1955) describes as frequently forming before pyrite-marcasite aggregates develop from pyrrhotite, has not been found in the specimens investigated. Pentlandite, which occurs as small lamellae in pyrrhotite, has also been affected by these oxidation processes; and part of the gabbro's original Ni-content has been removed: This perhaps explains the low values for Ni (40–70 ppm) determined in samples of Storelv gabbro.

Pyrite can frequently be observed and with a few exceptions, is of secondary, hydrothermal origin. There are, however, a few fresh primary pyrite grains in the Storelv gabbro; though most of them have been altered into aggregates of α – and γ – FeOOH.

Transport of Fe in late stages of the rock's history is further illustrated by the widespread occurence of limonite in thin layers along cracks and fissures (Fig. 16). Limonite has frequently been deposited in botryoidal textures.

Summarizing the above data, it is obvious that the ore mineral paragenesis of the strongly sheared Storelv gabbro has been affected by post-

magmatic alterations (i.e. during metamorphism) much more than the Breivikbotn gabbro. This resulted in

a) Formation of large amounts of sphene from ilmenite.
b) Large-scale decomposition of sulphides and removal of Cu, Ni and Cr.

The lack of magnetite in the Storelv gabbro, however, may be ascribed to primary differences in the ore mineralogy of both rock types. No supporting evidence (as relic textures) is available for the possibility that magnetite should have been destroyed by oxidation. This feature may perhaps reflect subtle differences in the composition of the original magmas.

Conclusions.

The study of the field relationships, petrology and geochemistry of the Breivikbotn and Storelv gabbros indicate the following sequence of events:

1) First phase of folding (F 1)
2) Emplacement of gabbros and associated ultrabasic rocks during the closing stages of the early movements.
3) Almandine amphibolite facies regional metamorphism with accompanying granitization.
4) Second phase of folding (F 2).

In spite of the fact that the Breivikbotn and Storelv intrusions are broadly coeval, they show certain compositional differences. This is probably due to slight differences in the composition of the respective local magmas and in their crystallization and contamination histories. Further effects are to be expected as a result of differences in the metomorphic modifications of the gabbros. The intensely sheared Storelv gabbro was affected by granitization which accompanied the almandine amphibolite facies metamorphism. This resulted in the partial destruction of the original sulphide paragenesis (pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite) which is well preserved in the Breivikbotn gabbro, not affected by granitization. Accordingly, these processes may be responsible for the lower Cu-, Ni- and Cr-values found in the Storelv gabbro. Ilmenite has largely been altered into sphene.

The granitization of the Storelv gabbro has been responsible for the increase in the amount of biotite, andesine and K-feldspar, and possibly explains the high values of Zr, Rb and Ba.

Acknowledgements.

We would like to thank Prof. S. E. Hollingworth, Prof. B. C. King and Dr. H. Bjørlykke for the constant interest they have taken in our work and for their help and advice. The trace element determinations have been carried out at the Mineralogisk-Geologisk Museum, Oslo (B. A. S.), at the Mineralogisches Institut, University of Münster/Westphalia (E. F. S.) and at the Geochemistry Department, Imperial College, London (A. Z. Smith and R. Berlin). We are indebted to Prof. T. F. W. Barth, Prof. H. Harder and Dr. J. R. Butler for kindly providing the respective facilities. Dr. D. M. Ramsay has discussed many of the problems with us in the field and has most generously allowed us to use some unpublished data. We would like to thank Miss Rose Thomas, University College London, for the chemical analyses. Drs. J. R. Butler, S. H. U. Bowie, R. W. R. Rutland and M. K. Wells kindly read the manuscript and made valuable suggestions. The investigation was made possible by grants from the Central Research Fund of the University of London.

References.

Ahrens, L. H. and *Fleischer, M.* 1960. Report on trace constituents in granite G 1 and diabase W 1. U.S. Geol. Surv. Bull. 1113.

Augustithis, S. S. 1964. Blastic Magnetite with Ilmenite Exsolutions in Epizonal Chlorite, with Anthophyllite Blastic Growths. Special Bull. Petrogen. (Inst. Petrogen. Geochem., Athens), pp. 32–48.

Barth, T. F. W. 1953. The layered gabbro series at Seiland, Northern Norway. Norg. Geol. Unders. Årbok, pp. 191–200.

Barth, T. F. W. 1961. Garnet-sillimanite and garnet-spinel bands in the layered gabbro series in Seiland, Northern Norway. Bull. Geol. Instn. Univ. Uppsala, 40, pp. 17–24.

Butler, J. R. and *Skiba, W.* 1962. Strontium in plagioclase feldspars from four layered basic masses in Somalia. Mineral. Mag. 33, pp. 213–225.

Cornwall, H. R. and *Rose, H. J. Jr.* 1957. Minor elements in the Keeweenawan lavas, Michigan. Geochim. Cosmochim. Acta 12, pp. 209–224.

Edwards, A. B. 1954. Textures of the ore minerals. Melbourne, Australasian Institute of Mining and Metallurgy.

Frenzel, G. 1955. Das Arsenkiesvorkommen von Erlenbach bei Lindenfels im Odenwald. Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch. 83, pp. 257–266.

Goldschmidt, V. M. 1958. Geochemistry. Oxford University Press.

Heier, K. S. 1960. Petrology and geochemistry of high-grade metamorphic and igneous rocks on Langøy, Northern Norway. Norg. Geol. Undersøkelse, Nr. 207, pp. 1–246.

Heier, K. S. 1961. Layered gabbro, hornblendite, carbonatite and nepheline syenite on Stjernøy, Northern Norway.) Norsk Geol. Tidsskr., 41, pp. 109–155.

Krauskopf, K. B. 1954. Igneous and metamorphic rocks of the Øksfjord area, Vest-Finnmark. Norg. Geol. Unders., Nr. 188, pp. 29–50.

Kullerud, G. 1963. The Fe-Ni-S system. Carnegie Inst. Wash. Yearbook 62, pp. 175–189.

Kullerud, G and *Yoder, H. S.* 1962. Sulfide – silicate relations. Carnegie Inst. Wash. Yearbook 62, pp. 215–218.

Liebenberg, C. J. 1960–61. The trace elements of the rocks of the Bushveld Igneous Complex. Publik. Univ. Pretoria, N. R., No.s 12 and 13.

Lindsley, D. H. 1962. Investigations in the system FeO-Fe_2O_3-TiO_2. Carnegie Inst. Wash. Yearbook 61, pp. 100–106.

Moh, G. and *Kullerud, G.* 1963. The Cu-Ni-S System. Carnegie Inst. Wash. Yearbook 62, pp. 189–192.

Newhouse, W. H. 1936. Opaque sulfides and oxides in common igneous rocks. Bull. Geol. Soc. America, 47, pp. 1–52.

Nockolds, S. R. and *Mitchell, R. L.* 1948. The geochemistry of some Caledonian plutonic rocks. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 61, pp. 533–575.

Oosterom, M. G. 1963. The ultramafites and layered gabbro sequences in the granulite facies rocks on Stjernøy, Finnmark, Norway. Leidse Geol. Medd., 28, pp. 177–296.

Ramdohr, P. 1940. Die Erzmineralien in gewöhnlichen magmatischen Gesteinen. Abh. Preuss. Ak. Wiss., M.-naturw. Kl., 2, pp. 1–43.

Ramdohr, P. 1948. Myrmekitische Verwachsungen von Erzen. N. Jb. Miner., B. Bd. 79 A, pp. 161–191.

Ramdohr, P. 1960. Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin, Akademie-Verlag.

Ramsay, D. M. and *Sturt, B. A.* 1963. A study of fold styles, their associations and symmetry relationships, from Sørøy, Northern Norway. Norsk Geol. Tidsskr. 43, pp. 411–431.

Rankama, K. and *Sahama, Th. G.* 1949. Geochemistry. University of Chicago Press.

Sandell, E. B. and *Goldich, S. S.* 1943. The rarer metallic constituents of some American igneous rocks. I. J. Geol. 51, pp. 99–115. II. J. Geol. 52, pp. 167–189.

Stumpfl, E. F. 1958. Erzmikroskopische Untersuchungen an Schwermineralien in Sanden. Geol. Jb. 73, pp. 685–724.

Stumpfl, E. F. 1961. Contribution to the study of ore minerals in some igneous rocks from Assynt. Mineral. Mag. 32, pp. 767–777.

Sturt, B. A. 1962. Symposium: Depth and tectonics as factors in regional metamorphism. Proc. Geol. Soc. Lond., No. 1594, p. 30.

Vincent, E. A. and *Phillips, R.* 1954. Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta pp. 1–26.

Vokes, F. M. 1957. The copper deposits of the Birtavarre District, Troms, Northern Norway. Norg. Geol. Unders. 199, pp. 1–239.

Wager, L. R. and *Mitchell, R. L.* 1951. The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma – a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geochim. Cosmochim. Acta 1, pp. 129–208.

Webster, A. H. and *Bright, N. F. H.* 1961. The system iron-titanium-oxygen at 1200° C and oxygen partial pressures between 1 atm and 2×10^{-14} atm. J. Am. Ceram. Soc. 44, pp. 110–116.

NORGES GEOLOGISKE
UNDERSØKELSE

ÅRSBERETNING FOR 1964

Ved
KARL INGVALDSEN
Adm. direktør

Innhold.

Side

NGU's administrasjon 233
Personale 233
Budsjett og regnskap 242
Fra virksomheten 1964 243
Publikasjoner 246

Årsrapport for Geologisk avdeling
Geologisk kartlegging 247
Berggrunnskartlegging 247
Kvartærgeologisk kartlegging 249
Praktisk geologi 249
Malmer 249
Mineralske råstoffer og bygningssten 250
Laboratorier 252
Radiometrisk laboratorium 252
Røntgenlaboratorium 252
Mineralseparasjonslaboratoriet 252
Jordartslaboratoriet 253
Kjemisk laboratorium 253
Hydrogeologi 253
Diverse 254

Årsrapport for Geofysisk avdeling
Feltarbeider 255
Geofysiske bakkemålinger og borhullsmålinger 255
Flymålinger 256
Seismiske målinger 257
Ingeniørgeologiske arbeider 257
Malmgeologiske undersøkelser 257
Diamantboringer 258
Diverse 258
Beregningsarbeider 258
Verksted- og laboratoriearbeid 259

Årsrapport for Kjemisk avdeling
Spektrografisk og kjemisk analytisk virksomhet 259
Laboratoriet for keramiske og ildfaste materialer 260
Geokjemisk prospektering 260
Metallurgi 261
Gjestende medarbeidere 262

Årsberetning for 1964.

NGU's administrasjon.

Ledelsen ved Norges geologiske undersøkelse har i 1964 bestått av adm. direktør sivilingeniør Karl Ingvaldsen, direktør dr. philos. Harald Bjørlykke ved Geologisk avdeling, direktør cand. real. Inge Aalstad ved Geofysisk avdeling og direktør sivilingeniør Aslak Kvalheim ved Kjemisk avdeling. Kontorsjef ved NGU er cand. jur. Per Kr. Gundersen. Institusjonen har et Oslokontor som for en vesentlig del bearbeider oppgaver innen den hydrogeologiske seksjon.

Personale.

Ansettelser i 1964.

Administrasjonskontoret:

Haugan, Anne Margrethe, kontorassistent II, 1. mai, midl.

Geologisk avdeling:

Nissen, August, vitenskapelig assistent I, 1. januar.
Jensen, Roar, vitenskapelig assistent I, 1. januar.
Englund, Jens Olaf, vitenskapelig assistent I, 3. oktober.
Teige, Astrid, kontor- og tegnehjelp, 18. februar, midl.

Geofysisk avdeling:

Holmberget, Edna, tegner II, 1. februar.
Wettavik, Vigdis, kontorassistent II, 1. mars.

Kjemisk avdeling:

Solvang, Terje, tegner I, 1. februar.
Holmen, Asbjørn, laboratorieassistent II, 1. april.
Krog, Jan Reidar, laboratorieingeniør II, 1. mai.

Flårønning, Asbjørn, konstruktør I, 1. juni.
Rannov, Sigri, kontorassistent I, 10. juni.
Storvik, Arne, laborant I, 1. mars.

Avskjed i 1964.

Geofysisk avdeling:

Jacobsen, Bjørn, tegner, 17. april.
Solvang, Ingebjørg, kontorassistent, 14. januar.
Solvang, Terje, tegner, 31. januar.

Kjemisk avdeling:

Varga, Miklos, konstruktør II, 31. januar.
Holmberget, Edna, laboratorieassistent I, 31. januar.
Ellingsen, Inger, kontorfullmektig II, 30. april

Ved utgangen av 1964 hadde NGU følgende personale i heldagsstilling: (Den oppførte ansettelsesdato angir det tidspunkt da vedkommende ble knyttet til NGU i hovedstilling.)

Administrasjonskontoret:

Adm. direktør:
Ingvaldsen, Karl, siv.ingeniør, a. 1. januar 1958.

Kontorsjef:
Gundersen, Per Kristian, cand. jur., a. 1. oktober 1960.

Forvalter:
Thorvaldsen, Arvid, a. 1. juli 1956.

Bibliotekar:
Ryssdal, Marit, a. 1. oktober 1963.

Fotograf:
Aamo, Ingmar, a. 1. august 1962.

Regnskapsfører:
Hanssen, Alf, a. 1. august 1955.

Kasserer:
Nygård, Hjørdis, a. 17. juli 1961.

Kontorfullmektig I:
Skaanes, Kari, a. 1. juli 1961.

Kontorassistent/fullmektig II:
Ristan, Anne-Margrethe, a. 1. mai 1961.
Hvidsand, Brit, a. 1. mars 1962.
Pedersen, Ellen, a. 1. juni 1963.
Haugan, Anne Margrethe, a. 1. mai 1964, midl.

Vakt- og varmemester:
Wold, Jostein, a. 15. august 1961.

Geologisk avdeling:

Direktør:
Bjørlykke, Harald, dr. philos., a. 1. august 1958.

Statsgeolog I:
Broch, Olaf Anton, cand. real., a. 1. juli 1930.
Holmsen, Per, cand. real., a. 1. juli 1939.
Hagemann, Fredrik, cand. real., a. 1. mars 1957.
Færden, Johannes, cand. real., a. 1. oktober 1959.
Sverdrup, Thor Lorck, cand. real., a. 16. november 1958.
Bryn, Knut Ørn, cand. real., a. 1. januar 1959.
Carstens, Harald, dr. philos., a. 1. desember 1963.

Statsgeolog II:
Thorkildsen, Christian Dick, cand. real., a. 1. februar 1960.
Wolff, Fredrik Christian, cand. real., a. 16. februar 1960.
Hysingjord, Jens, cand. real. a. 15. august 1961.
Gustavson, Magne, cand. real., a. 1. januar 1961.
Skålvoll, Harald, cand. real. a. 1. juli 1957.

Midlertidig statsgeolog:
Poulsen, Arthur O., cand. min.
Holmsen, Gunnar, dr. philos.

Vitenskapelig assistent:
Kollung, Sigbjørn Jarle, cand. real., a. 1. april 1961.
Gvein, Øyvind, cand. real., a. 11. desember 1963.
Flood, Boye, cand. real., a. 1. mars 1963.
Englund, Jens Olaf, cand. real., a. 3. oktober 1964.
Jensen, Roar, siv.ingeniør, a. 1. januar 1964.
Nissen, August, cand. real., a. 1. januar 1964.

Laboratorieingeniør I:
Graff, Per-Reidar, cand. real., a. 1. april 1964.

Konstruktør II:
Wilhelmsen, Jon Willy, a. 23. juli 1954, midl. tjenestefri.
Klemetsrud, Harald Tidemann, a. 1. juli 1957.

Teknisk assistent I:
Gust, Johan, a. 1. oktober 1962.
Røste, Johannes Rye, a. 9. desember 1963.
Hatling, Harald, a. 1. februar 1961.

1. Preparant:
Jacobsen, Knut, a. 1. januar 1954.

Preparant I:
Jacobsen, Tom, a. 1. mai 1962.

Laborant I:
Aarsland, Edvard P., a. 1. januar 1959.
Sørensen, Erling, a. 1. mai 1963.

Tegner I:
Vikholt, Halfrid, a. 1. mars 1955.
Willa-Hansen, Rolf, a. 1. mai 1962.

Tegner II:
Esaissen, Ørnulv, a. 21. november 1962.
Nergaard, Lajla, a. 1. januar 1962.

Sekretær I:
Møller, Laura, a. 1. april 1961.

Kontorassistent/fullmektig II:
Anderssen, Gunhild, a. 1. januar 1962.
Teige, Astrid, a. 18. februar 1964, midl.

En del geologer ved andre institusjoner og viderekomne studenter har vært knyttet til avdelingen som vitenskapelige medarbeidere under sommerens markarbeid. Videre har personell vært ansatt i korttidsengasjementer.

Geofysisk avdeling:

Direktør:
Aalstad, Inge, cand. real., a. 1. oktober 1962 (15. juli 1952).

Geofysiker I:
Sakshaug, Gunnar, siv.ing., a. 1. juli 1936.
Singsaas, Per, ingeniør, a. 1. september 1937.
Hillestad, Gustav, siv.ing., a. 20. januar 1953.

Fysiker I:
Breen, Arne, siv.ing., a. 1. desember 1940.

Geolog I:
Svinndal, Sverre, cand. real., a. 1. juli 1961.

Geofysiker II:
Trøften, Per-Fredrik, siv.ing., a. 15. juli 1955.
Moxnes, Hans Petter, cand. real., a. 6. juli 1959.
Håbrekke, Henrik, siv.ing., a. 17. august 1959.
Sindre, Atle, cand. real., a. 24. mai 1961.

Geolog II:
Tan, Tek Hong, (nederlandsk eksamen), a. 23. april 1959.
Barkey, Henri (nederlandsk eksamen), a. 1. desember 1963, midl.

Konstruktør I:
Uddu, Odd, a. 1. oktober 1952.
Brandhaug, Kolbjørn, a. 1. september 1958.
Haugan, Arne, a. 1. juni 1961.

Konstruktør II:
Dalsaune, Einar. a. 1. juli 1952.

Borformann:
Bratli, Johannes, a. 1. januar 1953.
Vassbotn, Sven, a. 1. september 1963.
Gausdal, Odd, a. 20. september 1957.

Teknisk assistent I:
Opsahl, Henrik, a. 21. april 1958.

Tekniker:
Melleby, Peter, a. 14. november 1955.
Blokkum, Oddvar, a. 17. januar 1961.
Staw, Jomar, a. 18. juni 1956.

Laborant II:
Opdahl, Ragnar, a. 23. oktober 1957.

Laboratorieassistent II:
Johansen, Hermann, a. 1. april 1963, midl.

Tegner I:
Gran, Kjell, a. 12. desember 1955.
Grønli, Gunnar, a. 12. januar 1956.

Tegner II:
Haugen, Torbjørn, a. 3. juni 1959.
Holmberget, Edna, a. 1. september 1960.

Tegner:
Østby, Solveig, a. 14. august 1961, midl.
Lund, Astri, a. 1. januar 1962, midl.

Mekanikerformann:
Skauge, Ole, a. 1. oktober 1937.

Snekker:
Pettersen, Norman, a. 18. februar 1946.

Instrumentmaker:
Kirkeby, Kåre, a. 15. september 1951.

Mekaniker:
Brevik, Bjørn, a. 1. mai 1939.
Pettersen, Reidar, a. 25. mars 1952.
Gravseth, Odd, a. 10. november 1953.

Verkstedarbeider:
Tetli, Alf, a. 1. oktober 1958.

Sekretær I:
Singsaas, Cathrine, a. 1. oktober 1953.

Kontorassistent/fullmektig II:
Wettavik, Vigdis, a. 1. mars 1964.

Bud og betjent:
Holiløkk, Lars, a. 1. juni 1959.

Avdelingen har 1 tegner i deltidsstilling. Videre har endel personell vært knyttet til institusjonen på annen måte, f. eks. i korttidsengasjementer som tegnere. Ved avdelingen har det dessuten vært engasjert ekstra personell til feltarbeidet.

Kjemisk avdeling:

Direktør:
Kvalheim, Aslak, siv.ing., a. 1. oktober 1947 (1. oktober 1937).

Laboratorieingeniør I:
Grenness, Johannes, siv.ing., a. 1. mai 1943.
Aarvik, Jon, siv.ing., a. 25. august 1950.
Faye, Gjert Chr., siv.ing., a. 10.desember 1958.
Nilsen, Rolf, siv.ing. a. 1. april 1963.
Andreassen, Birger Th., siv.ing., a. 15. februar 1961.

Geokjemiker I:
Bølviken, Bjørn, siv.ing., a. 1. mars 1954.

Laboratorieingeniør II:
Ødegård, Magne, siv.ing., a. 1. mai 1961.
Krog, Jan Reidar, siv.ing., a. 1. mai 1964.

Geokjemiker II:
Hvatum, Ole Ø., siv.agr., a. 1. april 1961.

Konstruktør I:
Berner, Beate, a. 4. januar 1955, midl. tjenestefri.
Næss, Gunnar, a. 16. januar 1960.
Solem, Knut, a. 1. januar 1961.
Flårønning, Asbjørn, a. 1. juni 1964.

Konstruktør III:
Sivertsen, Tove, a. 9. januar 1958.

Teknisk assistent I:
Bremseth, Asbjørn, a. 9 november 1959.
Wik, John M., a. 23. november 1953.

Tegner I:
Solvang, Terje, a. 1. januar 1961.

Laborant I:
Horgmo, Birger, a. 1. mars 1953.
Ekremsæter, Jørgen, a. 1. september 1960.
Forbordsaune, Johan, a. 1. januar 1961.
Pedersen, John Ivar, a. 1. oktober 1963.
Wolden, Odd, a. 1. mars 1963.
Storvik, Arne, a. 1. mars 1964.

Laboratorieassistent I:
Skarholt, Siri, a. 1. januar 1961.

Laboratorieassistent II:
Myrseth, Brith, a. 1. juni 1963.
Holmen, Asbjørn, a. 1. april 1964.

Sekretær I:
Bersvendsen, Jørgen H., a. 1. juni 1957.

Kontorassistent/fullmektig II:
Rannov, Sigri, a. 10. juni 1964.

Kjemisk avdeling hadde dessuten pr. 31/12 1964 i tjeneste 6 praktikanter.

Norges geologiske undersøkelse hadde i 1964 i alt 132 stillinger, hvorav 115 fast organiserte stillinger og 17 helårsengasjementer. Økningen i dette budsjettår utgjorde 1 statsgeolog II-stilling og 1 stilling som vitenskapelig assistent ved Geologisk avdeling og 1 stilling som tegner I ved Kjemisk avdeling. Videre ble 6 helårsengasjementer ved institusjonen omgjort til faste stillinger. NGU har som en midlertidig hjelp plassert flere av sine medarbeidere over på geologisk kartlegging og tilsvarende fått redusert kapasiteten på andre områder. I forbindelse med Bidjovaggeundersøkelsene har NGU fra 1. januar 1964 engasjert de tidligere medarbeidere ved Kautokeino Kobberfelter, Statens undersøkelser, geolog Carl O. Mathiesen, bergingeniør Paul J. Paulsen og sekretær Morten Sandvold.

Budsjett og regnskap.

		1964 Budsjett		1964 Regnskap
Statsbudsjettets kap. 3943				
Inntekter:				
1. Oppdragsinntekter	kr.	550 000,—	kr.	728 960,06
2. Salg av kart og publikasjoner	»	5 000,—	»	14 173,65
3. Salg av instrumenter	»	10 000,—	»	7 867,15
4. Andre inntekter	»	10 000,—	»	8 623,70
	kr.	575 000,—	kr.	759 624,50
Statsbudsjettets kap. 943.				
Utgifter:				
01. Lønninger	kr.	3 425 000,—	kr.	3 521 108,55
10. Kjøp av kontorutstyr	»	75 000,—	»	77 456,72
11. Kjøp av feltutstyr	»	115 000,—	»	115 045,50
12. Kjøp av instrumenter	»	116 000,—	»	115 972,73
13. Kjøp av maskiner og transp.utst.	»	75 000,—	»	69 886,76
15. Vedlikehold	»	90 000,—	»	90 240,77
29. Andre driftsutgifter				
291. kontorutgifter	»	125 000,—	»	133 605,91
292. trykningsutgifter	»	140 000,—	»	138 138,18
293. bygningers drift	»	160 000,—	»	175 105,59
294. reise- og forpleiningsutg.	»	585 000,—	»	567 095,24
295. forbruksvarer	»	324 000,—	»	360 384,93
296. ymse driftsutgifter	»	470 000,—	»	464 063,31
	kr.	5 700 000,—	kr.	5 823 104,19
Statsbudsjettets kap. 945				
20. Undersøkelser	kr.	1 400 000,—	kr.	953 209,96

I 1964 var det ordinære utgiftsbudsjett kr. 5 700 000 og regnskapet viser en overskridelse på kr. 123 104,19. Oppdragsinntektene som for 1964 var budsjettert til kr. 575 000, viste kr. 184 624,56 i merinntekter, hvorved lønnsreguleringen pr. 1/5 1964 totalt ikke foranlediget overskridelse av budsjettet.

Til fortsatte undersøkelser av kobberfeltene i Bidjovagge, Kautokeino herred, bevilget Stortinget 16. juni 1964 1,4 mill. kr., hvorav vel kr. 950 000 ble forbrukt i 1964 i forbindelse med disse undersøkelser.

Fra virksomheten i 1964.

Enkelte trekk fra institusjonens virksomhet omtales nedenfor, ellers vises til rapportene fra de 3 fagavdelingene.

Utvidelse av lokaler og anskaffelse av utstyr.

I begynnelsen av 1964, samtidig som institusjonen leverte sitt forslag til programbudsjett – i forbindelse med Regjeringens langtidsprogram 1966–1969 – søkte NGU om en utvidelse av laboratoriene ved Kjemisk avdeling. Plassmangelen her er etterhånden blitt mer og mer prekær og lokalene tilfredsstiller heller ikke lenger helse- og sikkerhetsmessige krav. Forslaget til utvidelse av lokalene ved Kjemisk avdeling, først og fremst laboratorieplass, omfatter i alt 1600 m² og en foreløpig kalkyle gikk ut på 1,9 mill. kroner.

Det foregår en løpende utvikling og forbedring av instrumentelt utstyr som i stadig større utstrekning er blitt naturlige og rasjonelle hjelpemidler. For 1964 var bevilgningen til innkjøp ikke tilstrekkelig for en rimelig fornyelse og supplering av instrumenter ved NGU.

Geologisk kartlegging av Norge.

Med brev av 5. januar 1962 ble Industridepartementet oversendt Plan for geologisk kartlegging av Norge, utferdiget i desember 1961. Planen går ut på en intensivering av det geologiske kartleggingsarbeid slik at det i løpet av en 20 årsperiode kan foreligge full dekning av landarealet med geologiske kart i 1:250 000 fordelt på 32 kartblad. Planen er omhandlet i St. meld. nr. 6 (1964–65) og ventes behandlet av Stortinget i vårsesjonen 1965. Inntil denne plan er akseptert og realisert mangler en her i landet et selvfølgelig grunnlag for en systematisk prospektering og inventering av våre muligheter for mineralske råstoffer.

Bidjovaggeundersøkelsene.

I februar 1963 leverte Utvalget for Kautokeino Kobberfelter, Statens Undersøkelser, rapport over undersøkelsene av kobberfeltene i Bidjovagge, Kautokeino herred, og som var gjennomført i perioden 1956–1962. Ved Stortingets behandling 16/6 1964 av den tilsvarende St. meld. nr. 62 (1963–64) ble det bevilget 1,4 mill. kr. til fortsatte undersøkelser under kap. 945, Forsøksdrift i Bidjovagge, post 20, Undersøkelser. Med brev av 24. juni 1964 fra Industridepartementet til Norges geologiske undersøkelse er denne institusjon anmodet om å forestå de fortsatte

undersøkelser. Direktør Karl Ingvaldsen har fortsatt ledelsen av dette prosjekt som benytter seg av de tidligere medarbeidere, geolog Carl O. Mathiesen og bergingeniør Paul J. Paulsen. Resultatene av arbeidene i Bidjovagge i 1964 ga meget tilfredsstillende resultater, slik at NGU har anbefalt videre arbeider i sesongen 1965 som forutsatt i det utvidede undersøkelsesprogram. For det øyemed bevilget Stortinget 19/11 1964 ytterligere 1,4 mill. kroner.

Andre spesielle arbeidsoppgaver.

Sommeren 1964 ble Grongfeltet dekket med geofysiske målinger fra luften overensstemmende med NGU's forslag til Industridepartementet av 7/10 1963. Det ble også utført rekognoserende geofysiske målinger fra luften over et 20 000 km² stort kystområde som dekker Andøya, deler av Lofoten, Vesterålen og kontinentalsokkelen.

Flere av NGU's medarbeidere var i 1964 trukket inn i arbeidet med NTNF's forskningsutredning 1964.

Biblioteket.

Biblioteket ved NGU består nå av 45 200 enheter. Tilgangen i 1964 var 202 bind. NGU har bytteforbindelser med ca. 270 institusjoner fordelt på en rekke land i alle verdensdeler.

Samarbeidsutvalg.

Samarbeidsutvalget ved NGU hadde sitt første møte den 23/10 1964. Utvalget består følgende representanter:

Fra administrasjonen:

adm. direktør K. Ingvaldsen	formann –	varamann Per Kr. Gundersen
direktør H. Bjørlykke		– varamann J. Færden
direktør I. Aalstad		– varamann G. Hillestad
direktør A. Kvalheim	varaform. -	varamann G. Faye

Representanter for de ansatte:

S. Svinndal	nestform.	– varamann T. Sverdrup
A. Haugan		– varamann K. Solem
A. Hanssen		– varamann J. Bersvendsen
J. Forbordsaune		– varamann H. Johansen

Utvalgets sekretær er kontorsjef Per Kr. Gundersen.

Utenlandsreiser og deltagelse i møter i utlandet.

I slutten av mai deltok adm. direktør Ingvaldsen i halvårsmøtet for EAEG i Liege 3.–5. juni. Samtidig ble 3 beslektede institusjoner av NGU besøkt i Holland og likeledes et produserende oljefelt i den østlige del av Holland. Det årlige nordiske direktørmøte ble holdt i Rovaniemi (Enare) 11. september med en etterfølgende ekskursjon til et av feltene (Lemenjoki) hvor det utvinnes alluvialt gull i Finland.

Det internasjonale samarbeidet om geologiske Europakart og verdenskart har fortsatt i 1964. Første utgave av det geologiske og det tektoniske Europakart er nå ferdig, og arbeidet med verdenskartet er påbegynt.

Et metallogenetisk kart over Europa er under arbeid, men det er ennå på et forberedende stadium.

Prinsippene for et geologisk og et tektonisk verdenskart ble behandlet på møter under den geologiske verdenskongress i India 14.–22. des. Her ble også fremlagt og behandlet metallogenetiske karter. NGU var her representert ved direktør Bjørlykke og statsgeologene Johs. Færden og H. Carstens. Deltakerne deltok også i ekskursjoner og symposier.

Arbeidsmøter vedrørende den nordeuropeiske del av det metallgenetiske kart ble holdt i Leningrad 6.–11. november, hvor Bjørlykke og Færden deltok. Videre var statsgeolog Færden med på et møte over det metallogenetiske kart i Stockholm 12.–13. november.

Direktør Bjørlykke deltok også 6.–9. sept. ved et møte i Genève om fredelig anvendelse av atomenergi etter anmodning fra Statens atomenergiråd.

Statsgeolog F. Wolff deltok i geologiske ekskursjoner i Tsjekkoslovakia i tiden 17. september–5. oktober.

Statsgeolog H. Skålvoll deltok i geologiske ekskursjoner i Finland 7.–14. mai og holdt foredrag om Finnmarksviddas prekambriske geologi i Geologiska Föreningen i Stockholm den 5. mai og i Geologiska Selskapet i Finland i Helsingfors den 14. mai.

Statsgeolog Hagemann deltok i tiden 7.–17. april i UNESCO's ekspertmøte i Paris i forbindelse med den Internasjonale Hydrogeologiske Dekade.

Statsgeologene Sverdrup, Gustavson, Hysingjord og vit. ass. Gvein deltok 5.–15. oktober i en ekskursjon i det sydvest-svenske grunnfjell sammen med byråsjef P. H. Lundegaardh og statsgeolog W. Larsson fra Sveriges Geologiska Undersökning.

Bergingeniør Per Fr. Trøften og borformennene O. Gausdal og S. Vass-

botn oppholdt seg i Stockholm 10. og 11. februar for bl. a. å sette seg inn i bruken av utstyr for avviksmålinger i borhull.

Direktør Aalstad, fysiker Breen og geofysikerne Hillestad og Håbrekke deltok i European Association of Exploration Geophysicists' 25. møte som ble avholdt i Liege i tiden 3.–5. juni. Direktør Aalstad la tilbakereisen om England hvor han i London besøkte Geophysic Department ved Royal School of Mines og Hunting Surveys Ltd. Han besøkte University of Birmingham, og avla videre et besøk i Oxford ved Littlemore Scientific Engineering Co. hvor NGU hadde bestilt et proton magnetometer.

Permisjoner.

Geofysiker A. Sindre ved Geofysisk avdeling har vært tilstått studiepermisjon i tidsrommet 1/10 1963–30/9 1964. I denne tid har han med stipendium fra Norges Teknisk-Naturvitenskapelige Forskningsråd oppholdt seg ved University of Birmingham hvor han ved Sub-Department of Geophysics fulgte en forelesningsrekke i anvendt geofysikk. Dessuten deltok han i et forskningsprogram for sjøseismikk i Irskesjøen.

Etter anmodning fra myndighetene i Portugal har konstruktør Beate Berner tatt engasjement som instruktør i spektrografisk analyse ved Servico de Fomento Mineiro, Portugal, for et tidsrom av 6 måneder fra 1/9 1964 med permisjon fra NGU.

Publikasjoner.

I NGU's serie er i 1964 utkommet:

204 Arth. O. Poulsen. Norges gruver og malmforekomster. II. Nord-Norge. med kart 1:1 000 000.

224 Dag Risdal. Foraminiferfaunaen i en del sedimentkjerner fra indre Oslofjord.

225 Rolf W. Feyling-Hanssen. Foraminifera in Late Quaternary Deposits in the Oslofjord Area in Norway.

226 Dag Risdal. Foraminiferfaunaens relasjon til dybdeforholdene i Oslofjorden, med en diskusjon av de senkvartære foraminifersoner.

227 Studies in the Trondheim region, Central Norwegian Caledonides. Christoffer Oftedahl: The nature of the basement contact, Janet Springer Peacey: Reconnaissance of the Tømmerås Anticline, Fredrik Chr. Wolff: Stratigraphical position of the Gudå conglomerate zone.

228 Årbok 1963. Innhold: Bjørn G. Andersen: Har Jæren vært dekket av en Skagerak-bre? Er «Skagerak-morenen» en marin leire? Ole Fredrik Bergersen: Løsmateriale og isavsmeltning i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal. Olaf Anton Broch: Age determination of Norwegian minerals up to March 1964. Boye Flood: A copper-zinc mineralization in Trolldalen, Lofoten, Northern Norway. Sven Føyn: Den tillittførende formasjonsgruppe i Alta – en jevnføring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark. Per Holmsen: Om glasiasjonssentra i Sør-Norge under slutten av istiden. En sammenligning mellom et østlig og et vestlig område. Per Jørgensen: Kvartærgeologiske undersøkelser i Randsverkområdet, Jotunheimen. Ottar Jøsang: En mikroskopisk undersøkelse av en del av Røros-malmene. Norman J. Page: The sulfide deposit of Nordre Gjetryggen Gruve, Folldal, Norway. Scott B. Smithson: The Geological Interpretation of the Slidre Positive Gravity Anomaly. Trygve Strand: Otta-dekket og Valdres-gruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen. Trygve Strand: Geology and structure of the Prestberget area. Årsberetning for 1963. Fortegnelse over publikasjoner og kart.

Redaktør for NGU's publikasjoner har vært statsgeolog Fredrik Hagemann.

Årsrapport for Geologisk avdeling.

Ved direktør dr. Harald Bjørlykke.

Geologisk kartlegging.

Berggrunnskartlegging.

Seksjonens leder er statsgeolog Fr. Chr. Wolff.

Statsgeolog Wollf har utført et omfattende arbeid for å samle foreliggende materiale i oversiktlige nøkkelkart med tilhørende arkiv. Etter konferanser med universitetene i Oslo og Bergen har man bygget opp et nært samarbeid for geologisk kartlegging. Videre har man tatt kontakt med de utenlandske universiteter som pleier å ha studenter og doktorander på feltarbeid i Norge for å utnytte deres resultater i vårt kartleggingsarbeid. Han har videre drevet feltarbeid i Meraker-området og publisert endel resultater av fjorårets undersøkelser i NGU nr. 227, samt på basis av siste års undersøkelser utarbeidet en beskrivelse av feltets bergarter for professor Strands arbeid «The Scandinavian Caledonides».

Statsgeolog Carstens har fortsatt kartleggingsarbeidet i områdene øst for Trondheim mellom Hommelvik og Follsjøen og i staurolittkyanittskifrene ved Sonvatnet. Videre har han arbeidet med undersøkelser av axinitt og epidot-forekomster i fjellkjeden og med alpine ganger i sin alminnelighet.

I feltarbeidet med kartlegging av området Kongsvinger–Mjøsa, som ledes av statsgeolog Sverdrup, deltok dessuten statsgeologene Wolff, Hysingjord, Gustavson, Thorkildsen og Skålvoll, samt vit. ass. Flood, Gvein og tekniker Hatling.

Statsgeolog Broch fortsatte kartleggingsarbeidet i Akershus–Østfold, mai–august. I september arbeidet han på kartbladet Froland og gjorde en kortere reise i Telemark for å samle prøver for aldersbestemmelser. Han har videre publisert resultatene av de aldersbestemmelser av norske bergarter som er utført i samarbeid med Det Sovjetrussiske laboratorium for prekambrisk geologi (Leningrad) i NGU nr. 228.

Statsgeolog Færden har ledet arbeidet med kartlegging på Kartblad NP 31. 32. 8 Røros. Hans assistenter, stud. geol. Hans Heim fortsatte kartleggingen i Folldalsområdet, og stud. real. T. Birkeland fortsatte arbeidet i området Harsjø–Øyungen.

Statsgeolog Gustavson foretok supplerende undersøkelser i Syd-Troms og har påbegynt undersøkelser av Valdres-sparagmittene. Han har videre arbeidet med beskrivelse av de kaledoniske bergarter på kartbladet nr. 33. 34. 11 Narvik, som bortsett fra et mindre grunnfjellsområde nå er kartlagt.

Statsgeolog Skålvoll har fortsatt den geologiske kartlegging i Finnmark på gradteigsbladene Skoganvarre (U5) og Masi (U6).

Statsgeolog Knut Ørn Bryn har i en kort periode fortsatt undersøkelsene ved Mjøsa.

Statsgeolog Chr. Dick Thorkildsen har fortsatt kartleggingen på den nordlige del av gradteigbladet Hunnedalen.

Vitenskapelig assistent A. Nissen har utført geologisk kartlegging i området Mosjøen–Drevja–Elsfjord.

Vitenskapelig assistent Sigbjørn Kollung har fortsatt sine undersøkelser på kartbladene NQ 33. 34. 13 Grong og NO 33. 34. 9 Mosjøen. Videre har han påbegynt undersøkelse av Telemarkavdelingens bergarter innen gradteigsbladet D 36 V.

Vitenskapelig assistent Boye Flood har påbegynt en undersøkelse av de prekambriske bergarter innen rektangelbladet Eidsberg.

Vitenskapelig assistent Ellen Sigmond Kildal har fortsatt kartleggingen på gradteigsbladet Sand.

Geolog David Roberts, som var engasjert i 3 mndr., har drevet detaljkartlegging på den sydvestre del av NQ 33. 34. 13 Grong.

Foruten institusjonens egne folk har et betydelig antall geologer fra våre universiteter og høgskoler deltatt i sommerens geologiske kartleggingsarbeider. En del utenlandske geologer har også arbeidet i Norge i samarbeid med NGU, dels for egne midler og dels med noen økonomisk støtte. Resultatene av deres arbeid blir stilt til disposisjon for NGU, og går således inn som en del i den geologiske kartleggingen.

Kvartærgeologisk kartlegging.

Statsgeolog Per Holmsen har utført kvartærgeologisk kartleggingsarbeid på kartbladet Jotunheimen, og har i siste år gjort ferdig de to gradteigskartene Slidre og Vang samt gjenstående deler av Nordre Etnedal. Han har også utført blokkundersøkelser i Østerdalen.

Videre har han sammen med dr. Gunnar Holmsen arbeidet med kartlegging av brukbare grusforekomster.

Grusundersøkelser.

Laborant Sørensen og tekn. ass. Hatling utførte etter anmodning fra Industridepartementet boringer med prøvetaking, samt oppmåling av en større grusforekomst på eiendommen Sten, Lundamo i Gauldal.

Da kvartærgeologisk kartlegging av grus- og sandforekomster i Nord-Trøndelag skal begynne våren 1965, foretok laborant Sørensen endel kartlegging samt prøvetaking i området rundt Snåsavatn i oktober, og kontaktet samtidig Nord-Trøndelag Vegvesen og fikk der en bred oversikt over de av fylkets grus- og sandforekomster som denne etat kjente til.

Praktisk geologi.

Malmer.

Seksjonen blir ledet av statsgeolog Johs. Færden.

Undersøkelsene av Eiterdalen nikkelforekomst i Ballangen ble avsluttet i 1964 med diamantboringer. Boringene viste at den malmførende noritt ligger som en tynn kappe langs fjellsiden, og at mineraliseringen bare forekommer ved de gamle innslagene. Undersøkelsene av Eiterdalen nikkelforekomst er dermed avsluttet.

Vitenskapelig assistent Boye Flood ledet første del av boringene, senere deltok vitenskapelig assistent August Nissen.

Boye Flood foretok også supplerende undersøkelser på Saltvikfeltet i

Råna. Videre undersøkte han sink-bly-forekomster på nordsiden av Ofotfjorden sammen med vitenskapelig assistent Gunnar Juve, NTH. Samtidig ble det også foretatt befaringer i Lofoten. Boye Flood begynte et kartleggingsarbeid i Østfold med spesielt henblikk på nikkelforekomstene der. Han undersøkte også molybdenmineraliseringen i Setesdal.

Nisi-skjerpene ved Tinnfoss ble undersøkt og prøvetatt av Johs. Færden og tekn. ass. Johan Gust. Prøvetakingsarbeidene ble utført ved at det ble skutt et antall røsker over kjente mineraliseringer.

Konsultasjonen for A/S Røros Kobberverk og A/S Killingdal Grubeselskab fortsatte. I den forbindelse ble det også opptatt et geologisk kart over Kongens grube av vitenskapelig assistent Roar Jensen.

Det ble foretatt enkelte spesialundersøkelser på Rørosbladet i forbindelse med malmletingen.

Samarbeidet med A/S Sulfidmalm fortsatte.

Det ble foretatt en rekke befaringer, bl. a. i Grong og Meraker. Samtlige kjente skjerp i Trondheim (den nye kommuneinndeling) og Melhus ble befart. På Flåkahaugen ble det foretatt prøvetaking og opptatt et magnetometerkart.

Foruten bearbeidelse av innsamlet materiale, er det om vinteren blitt arbeidet med gamle rapporter fra alle kjente gruber og skjerp. Det er innsamlet data fra såvel litteratur som fra bergarkiv og andre arkiver.

Vitenskapelig assistent Roar Jensen ble utlånt til A/S Joma Bergverk for et par måneder i forbindelse med deres diamantboringsprogram.

Direktør Bjørlykke foretok i sommerhalvåret en del befaringer av molybdenforekomster på Sørlandet.

Mineralske råstoffer og bygningssten.

Seksjonenes leder er statsgeolog Thor L. Sverdrup.

Ved seksjonen har i 1964 følgende vært ansatt: Statsgeologene Thor L. Sverdrup, Jens Hysingjord og Chr. Dick Thorkildsen, vitenskapelig assistent Øyvind Gvein og teknisk assistent Harald Hatling.

Seksjonen har i løpet av året besvart ca. 120 forespørsler og innsendte prøver.

Vinterhalvåret ble benyttet til bearbeidelse av materiale innsamlet sommeren 1963, bl. a. fra kvarts-felspatforekomster i Agder-fylkene og i Østfold. Arbeidet ble fulgt opp sommeren 1964.

Materiale fra dolomittfeltene i Hellemofjorden samt kvarts-feltspatundersøkelser innen Tysfjordgranitten ble ferdig bearbeidet.

Det er foretatt dolomittundersøkelser i Breivikeid, Ulsfjord, og arbeidet resulterte i at det ble utført boringer sommeren 1964. Resultatene foreligger ikke ennå.

I Hervik i Rogaland og i Lundlia, Bardu, ble det foretatt kvartsittbefaringer av statsgeologene Thorkildsen, Gustavson og Sverdrup.

Undersøkelsen etter bergarter i Sør-Trøndelag egnet for pukk og singel i vegdekker ble avsluttet våren 1964. Undersøkelsene har ført til et nytt, moderne pukkverk på Ørlandet.

I sommerhalvåret ble det foretatt en rekke befaringer.

Vitenskapelig assistent Øyvind Gvein har foretatt befaring av et marmorfelt på Tjøtta. Sammen med statsgeolog Hysingjord utførte han en befaring av et gabbrofelt ved Etne i Hordaland.

Høsten 1964 ble benyttet for befaring og delvis kartlegging av skiferforekomster i Nord-Trøndelag fylke. Arbeidet er et oppdrag for Kontoret for områdeplanlegging i Nord-Trøndelag. Som assistent har Gvein vesentlig hatt teknisk assistent Hatling, men flere av NGU's geologer har deltatt på enkelte av befaringene.

Statsgeolog Hysingjord har foretatt befaring av en kvartsitt- og dolomittforekomst på Alpøy i Steigen.

Videre har han sammen med vitenskapelig assistent Øyvind Gvein befart skiferfelt i Valdres.

Sammen med statsgeolog Sverdrup har han foretatt befaringer for Norsk Feltspatkompani, Evje, A/S Raffineringsverket, Kragerø, og Ravneberget pukkverk. Laborant Sørensen har også deltatt i de to siste undersøkelsene.

Sverdrup og Hysingjord foretok høsten 1964 en befaring i Sogn for å undersøke disthenforekomster i Hyllestad og Trondhjemitt ved Årdal.

Statsgeolog Sverdrup og medarbeidere har ved siden av skiferundersøkelser i Nord-Trøndelag og befaringer i Agder og Telemark fylke, foretatt befaringer av skifer- og grusforekomster i Lundamo-området sammen med statsgeolog Hysingjord.

Videre har Sverdrup sammen med statsgeolog Thorkildsen undersøkt skiferfelter i Orkdal-området.

I Oslofeltet har Sverdrup fulgt opp arbeidet fra tidligere somre for å samle inn supplerende materiale for Nb-bestemmelser. Også i Østfold er arbeidet fra tidligere somre fulgt opp sammen med Hysingjord. Arbeidene vil bli fortsatt også i 1965.

Sammen med statsgeologene Gustavson, Hysingjord og vitenskapelig

assistent Gvein foretok statsgeolog Sverdrup befaring til thulittforekomsten ved Hindrumsseter, Fosen.

Statsgeolog Thorkildsen foretok sommeren 1964 befaring av kvarts i Seldalsområdet, Rogaland, ved Snillfjord i Sør-Trøndelag og i Selbuområdet. Bearbeidelse av materiale fra disse befaringer pågår. Videre har han hatt ansvaret for bearbeidelsen av borkjerner fra Breivikeid dolomittfelt i Troms.

Thorkildsen har undersøkt radioaktive områder i Oslofeltet og har deltatt i skiferarbeider i Sør-Trøndelag.

Direktør Bjørlykke har foretatt befaringer av skiferforekomster i Snåsa og talk-serpentinforekomster i Sparbu.

Laboratorier.

Radiometrisk laboratorium.

Det er foretatt radiometriske bestemmelser av prøver innsamlet av NGU's geologer. Videre har laboratoriet undersøkt innsendte prøver og besvart forespørsler. Utlånet av Geiger-Müller tellere har vært større i 1964 enn i 1963. Laboratoriet har foretatt 520 målinger. Laboratoriet har til dels et foreldet instrumentelt utstyr som arbeider med for lav nøyaktighetsgrad. Dessuten savnes hjelpemidler for diskriminerende måling av radioaktivitet.

Daglig leder av laboratoriet er statsgeolog Chr. Dick Thorkildsen.

Røntgenlaboratoriet.

Det er i løpet av året kjørt 453 røntgenopptak på de vanlige kamera. Videre har laboratoriet anskaffet et guinier-kamera, som er under innkjøring. Av spesielle mineraler er følgende identifisert: Baddeleyitt, fourmarieritt og cookeitt.

Antall forespørsler og innsendte prøver er omtrent som foregående år.

Daglig leder av laboratoriet er statsgeolog Jens Hysingjord.

Mineralseparasjonslaboratoriet.

Ved laboratoriet har Thorkildsen fortsatt arbeidet med mineralseparasjon ved hjelp av tunge væsker, vaskebord og magnetisk apparatur. Det vesentligste av arbeidet har vært utført for å undersøke tungmineralfordelingen i Oslofeltets bergarter.

Jordartslaboratoriet.

Det er i første halvår av 1964 foretatt ca. 50 differensialtermiske analyser som et ledd i samarbeidet med kvartsundersøkelsene med Norges tekniske høgskole.

Av mekaniske analyser er utført ca. 160 stk., de fleste i forbindelse med grus- og sandkartleggingen av Sør-Trøndelag. I store trekk er fylket ferdig bearbeidet. Resultatene av disse analysene er nå samlet i et kartotek som vil bli supplert ved nye oppdrag innen fylket.

Det er gjennom året utført 40 analyser for bestemmelse av sprøhet og flisighet av forskjellige bergarter og for forskjellige oppdragsgivere, bl. a. for Gauldal Tiltaksråd, samt avsluttende prøver for et nytt pukkverk på Ørlandet.

Kjemisk laboratorium.

Laboratoriet ledes av laboratorieingeniør Per-Reidar Graff.

I løpet av året er det ved dette laboratorium blitt utført 48 silikatanalyser og 133 andre analyser. Analysene er i alt vesentlig blitt utført for institusjonens geologer. Av bergarter fra Sørøy, Troms, er det utført 12 silikatanalyser for dr. B. A. Sturt, Bedford College, England.

I tillegg til disse analysene er det gjort endel kontrollarbeid vedrørende utarbeidelse av nye metoder for silikatanalyse. I forbindelse med dette arbeidet har også laboratorieingeniør Per-Reidar Graff to ganger vært i Oslo på tilsammen 14 dager, hvor han har arbeidet med disse metoder ved Universitetet.

I tillegg til de vanlige kjemikalier er det i dette år anskaffet et halvmikrosett og sentrifuge (Simplex II) for å kunne foreta enkelte testprøver.

Vi har ved denne avdeling planer om å anvende spektrofotometriske metoder i langt større grad enn før.

Hydrogeologi.

Seksjonens leder er statsgeolog Fredrik Hagemann.

Geologene ved avdelingen (statsgeologene F. Hagemann, K. Ø. Bryn og vitenskapelig assistent J. O. Englund) har hovedsakelig vært opptatt med undersøkelser av grunnvannsforekomster. Det er utført en rekke befaringer i forbindelse med planlegging av enkelt- og fellesvannforsynings-

anlegg ved boring i fjell og løsavleiringer. Antallet av henvendelser til avdelingen viser at der er en stadig stigende interesse for grunnvann.

Prøvepumpingen i forsøksbrønnen på Syrbekk ved Tønsberg har fortsatt hele året.

Konstruktør T. Klemetsrud har også i år utført en rekke forundersøkelser for å bringe på det rene mulighetene for grunnvannsforsyning fra sand og grusavleiringer. I løpet av året er det på grunnlag av disse undersøkelsene bygget en rekke vellykkete rørbrønner rund om i landet.

Klemetsrud har fortsatt de systematiske grunnundersøkelser på Romerike.

I Elverum er det satt opp 2 selvregistrerende limnigrafer for registrering av grunnvannsvariasjoner.

Seksjonen har også i år hatt hydrogeologiske oppdrag i forbindelse med vassdragsreguleringer.

UNESCO har tatt initiativet til en Internationale Hydrogeologisk Dekade. I forbindelse med Norges deltakelse i dette internasjonale forskningsprosjekt har seksjonen utarbeidet en 10-årsplan for undersøkelser av våre grunnvannsforekomster. Disse undersøkelser inngår som et ledd i en meget omfattende kartlegging av verdens vannforekomster. Hvis de foreslåtte undersøkelsene blir vedtatt, vil det føre til en sterk økning av seksjonens virksomhet i den kommende 10-årsperiode.

Registreringsarbeidet ved Vannboringsarkivet utføres av fru Astrid Teige.

Laborant Sørensen var fra 1. juni til 1. oktober tilknyttet hydrogeologisk seksjon som assistent for T. Klemetsrud.

Diverse.

Preparantverkstedet.

Det ble i 1964 gjort 1240 stk. tynnslip og 348 polerslip, samt en god del med polerte større flater. Det er nå aktuelt med kombinerte tynn- og polerslip som nå er kommet i bruk.

Bergarkivet.

Bergarkivet hadde i året 1964 en meget stor tilvekst bl. a. ved kopier av Østlandske og Vestlandske bergdistrikts rapporter og innberetninger.

I året fikk bergarkivet en tilvekst på 303 nr., hvorav 209 nr. behandler malmforekomster.

Bergarkivet omfatter ved årets utgang i alt 4138 rapporter, hvorav 3482 omhandler malmforekomster.

Tilveksten av karter og tracinger var mindre enn i 1963, men det pågår for tiden en gjennomgåelse av bergmesterens kartsamling for å skaffe NGU kopier av de karter som mangler.

Bergarkivet var under ledelse av fhv. statsgeolog Arth. O. Poulsen inntil 1. juli 1964.

Årsrapport for Geofysisk avdeling.

Ved direktør Inge Aalstad.

Feltarbeider.

Geofysisk avdeling har i 1964 utført 49 oppdrag med i alt 1272 feltgruppedager. Av dette ble 14 oppdrag med 451 feltgruppedager utført for egne midler mens 35 oppdrag med 821 feltgruppedager ble utført for oppdragsgivere utenfor institusjonen.

I det følgende er de viktigste oppdrag kort omtalt ordnet etter fagområder.

Geofysiske bakkemålinger og borhullsmålinger.

Som et supplement til tidligere foretatte tyngdemålinger over jernmalmfeltene ved Ørtvann, Nord-Rana, utførte direktør Aalstad for A/S Norsk Jernverk avd. Rana Gruber tyngdemålinger i tappetunnelen til Ørtvann og i en ny jernbanetunnel.

Som oppdrag for Elektrokemisk A/S, Skorovas Gruber, foretok geofysiker Singsaas elektromagnetiske målinger av 3 felter i Sørli med et samlet areal på vel 2 km^2.

For Folldal Verk A/S ble det under ledelse av geofysiker Singsaas foretatt elektromagnetiske målinger av et ca. 30 km^2 stort område i Tverrfjellfeltet på Hjerkinn og et ca. 14 km^2 stort område øst for Hovedgruben i Folldal. I Tverrfjellet gruve ble også utført elektromagnetiske målinger i borhull.

For A/S Røros Kobberverk foretok geofysiker Sakshaug elektromagnetiske målinger av et ca. 1 km^2 stort område ved Bakkagjerdet og et ca. 6 km^2 stort område fra Kongens Grube til Rødalen. For samme oppdragsgiver foretok geofysiker Singsaas elektromagnetiske målinger i borhull ved Kvintus Grube, ved Bakkagjerdet og i Prussubekkdalen.

For A/S Sydvaranger utførte geofysiker Singsaas elektromagnetiske, selvpotensial- og magnetiske målinger over et mindre felt ved Straumsfjellet i Kvæfjord.

Som et ledd i undersøkelser for A/S National Industri utførte geofysiker Sakshaug elektromagnetiske, selvpotensial- og magnetiske målinger i Repparfjord. Et mindre område på Ulveryggen ble detaljert undersøkt mens rekognoserende målinger ble foretatt over et større område på ca. 5 km².

For A/S Joma Bergverk ble det av konstruktør Haugan utført tyngdemålinger i et vel 2 km² stort område over Jomaforekomsten. Geofysiker Moxnes utførte samtidig elektriske målinger (motstands- og potensialmålinger) over det samme område.

Magnetiske målinger i borhull ble utført for Fosdalen Bergverk A/S av fysiker Breen.

Flymålinger.

De geofysiske målinger fra fly ble fortsatt i 1964 og utført med et 2-motors fly av type Beechcraft D-18-S fra Nor Flyselskap A/S, Hønefoss.

Flyet ble benyttet 316 flytimer og det ble i alt målt en profillengde på ca. 39 000 km.

Av dette ble en profillengde på vel 3000 km anvendt til magnetiske målinger langs profiler med 10 km innbyrdes avstand over Lofoten–Vesterålen og kontinentalsokkelen utenfor samt en mere detaljert måling av området mellom Andøya og Senja.

De øvrige 36 000 profilkilometer ble benyttet til kombinerte magnetiske, elektromagnetiske og radiometriske målinger med 500 m profilavstand over et samlet areal på ca. 18 000 km². Dette areal fordeler seg med ca. 5000 km² på Østlandet hvor målingene over Oslofeltet ble fortsatt nordover til Mjøsa, ca. 10 000 km² i Sør-Trøndelag og ca. 3000 km² i Grongfeltet.

Med et nyanskaffet protonmagnetometer ble det foretatt en sammenknytning av alle målte områder rundt i landet slik at ved den opptegning som er i gang vil alle områder kunne refereres til samme nivå.

Alle flymålinger ble utført for egne midler og under ledelse av geofysiker Håbrekke og konstruktør Brandhaug.

Seismiske målinger.

Under ledelse av geofysiker Hillestad og med assistanse av tekniker Melleby ble det utført 10 oppdrag med 148 feltdager. De fleste var meget kortvarige, mens 3 oppdrag skilte seg ut ved betydelig volum og skal derfor nevnes spesielt.

For Mauranger kraftanlegg ble det målt et ca. 6 km langt profil tvers over Folgefonni for å fastslå istykkelsen. Teltleir ble etablert ca. 1600 m o. h., og målingene ble utført i løpet av 5 uker. En nylig innkjøpt refleksjonsutrustning ble her benyttet for første gang.

Et oppdrag for Namsos kommune omfattet en generell kartlegging av løsmassenes tykkelse i byens vestre havneområde. Praktisk talt alle profilene lå under vann, og arbeidet ble utført i løpet av 20 dager.

Årets største oppdrag var en fortsettelse av fjorårets undersøkelser for Mardøla–Rauma kraftanlegg. Mesteparten av målingene foregikk høyt til fjells, og varigheten var 69 dager.

Av de øvrige oppdrag var det ett som skilte seg ut som noe uvanlig. Det gjaldt et oppdrag for Tafjord Kraftselskap, hvor oppgaven var å måle vibrasjoner på turbiner og generatorer. Et liknende oppdrag ble utført på samme sted i 1953.

Ingeniørgeologiske arbeider.

Geologene Svinndal og Barkey har fortsatt de ingeniørgeologiske arbeider for Vassdragsvesenet og foretatt befaringer og ytet geologisk assistanse ved Tokke, Nore, Osa–Sima–Veig, Mauranger–Rosendal, Mardøla, Trollheimen og Glomfjord kraftanlegg.

Malmgeologiske undersøkelser.

Indre Finnmark. Geologene Svinndal og Tan med assistenter fortsatte undersøkelsene i Kautokeino herred. En rekke av de elektromagnetiske anomalier som ble funnet ved flymålingene i 1959 ble undersøkt med slingrammålinger på bakken. Detaljert geologisk undersøkelse og prøvetaking av morenen og bekkesedimenter ble samtidig foretatt i anomaliområdene. Analyse av prøvene blir foretatt av Kjemisk avdeling.

Det ble også igangsatt en systematisk forskning av de leukokrate bergarter, og en del lokaliteter ble detaljert undersøkt av geolog Bruinsma.

Kyststrøket Vest-Finnmark–Nord-Troms. Bergingeniør Trøften fullførte plotting og katalogisering av ertsanmeldinger i herredene Nordreisa, Skjervøy, Kvænangen og Kåfjord. I Nordreisa–Oksfjordområdet ble plottingen av anmeldelsene fulgt opp i felten og lokalisert på det geologiske kart slik at det har vært mulig å foreta en klassifisering og foreløpig vurdering av de enkelte forekomsttyper i området.

Diamantboringer.

I løpet av året er det diamantboret i alt 3152,95 m fordelt på 9 forskjellige oppdrag.

Som ledd i malmundersøkelser ble det boret ved Bidjovagge, Kautokeino herred (3 hull på tilsammen 679,15 m), ved Ucca Vuovdas, Kautokeino herred (4 hull på tilsammen 259,30 m) og i Eiterdalen, Ballangen herred (6 hull på tilsammen 300,10 m).

I forbindelse med undersøkelse av mineralske råstoffer ble det boret ved Slipestensberget, Sparbu herred (7 hull på tilsammen 241,60 m), Breivikeidet, Ullsfjord herred (5 hull på tilsammen 317,85 m), Valberg, Kragerø (5 hull på tilsammen 240 m).

For Vassdragvesenet ble det i forbindelse med ingeniørgeologiske arbeider boret ved Mardøla kraftanlegg, Eresfjord og Vistdal herred (6 hull på tilsammen 434,95 m) og ved Trollheimen kraftanlegg, Rindal herred (12 hull på tilsammen 390 m).

Ved Fåberg i Gudbrandsdalen ble det boret et hull på 290 m for å bidra til å klarlegge geologien i området.

Diamantboringene er utført under ledelse av borformennene Gausdal og Vassbotn.

Diverse.

Beregningsarbeider.

Det tidligere utarbeidede program for elektronisk databehandling av magnetiske måleverdier ble benyttet ved et større oppdrag for A/S Sydvaranger. Beregningene ble utført ved Regnesentret NTH og omfattet alle tidligere foretatte bakkemålinger i A/S Sydvarangers konsesjonsområde.

Program for beregning av terrengkorreksjoner ble forbedret og utvidet slik at terrenghøydene kan tas direkte fra flyfotos og benyttes i regnemaskinen. Beregningsarbeidene ble ledet av geofysiker Moxnes.

Verksted- og laboratoriarbeid.

Foruten vedlikehold av instrumenter og utstyr ble det blant annet fremstilt 2 sett lett elektromagnetisk måleutstyr (slingram).

Utstyret for flymålinger ble tilpasset det nye fly, og det ble herunder bygget en ny lettere winch. En hel del arbeid ble videre utført for såvel Geologisk som Kjemisk avdeling.

Årsrapport for Kjemisk avdeling.

Ved direktør Aslak Kvalheim.

Spektrografisk og kjemisk analytisk virksomhet.

Ledere: G. Faye (spektrografi) og B. Andreassen (kjemisk analyse).

Kvantometret har fått en viktig tilsats: Et ekstra elektrode stativ på spektrometrets bakside, slik at en nå kan arbeide med gnist på Tapemaskin fra forsiden, og med lysbue og gnist fra baksiden. Instrumentet er dermed blitt betydelig mer anvendelig. Ved innbygging av flere «intergrators» og «channels» er analyseprogrammene for instrumentet betydelig utvidet. Kvantometriske rutinemetoder er utarbeidet og prøvet mot hverandre, og metodene er anvendt i analysearbeid av forskjellig slag.

Røntgenapparaturen er forbedret og har overtatt en meget stor del av rutineanalysene. Særlig gjelder dette store serier hvor det spørres bare etter noen få elementer. Som eksempel kan nevnes bestemmelse av Cu og Zn i 25 prøver pr. dag. Prøvene ankommer ved arbeidstidens begynnelse og resultatene rapporteres telefonisk før arbeidstidens slutt.

Vanlige spektrografiske analyser har vært utført som før, delvis som serieanalyser og delvis som mer tidskrevende enkeltanalyser.

Ved de kjemiske analyselaboratorier har arbeidet mest dreiet seg om mer omfattende bestemmelser som ikke egner seg for spektrografi, så som visse silikatanalyser og totalanalyser av malmkonsentrat o. l., borkjerneserier osv.

Analysevirksomheten fordeler seg slik med antall bestemmelser:

Utført av:		Utført for:			
Kjemisk lab.	Spektrogr. lab.	Kjem. avd.	Geof. avd.	Geol. avd.	Kunder
1900	8800	4450	180	910	5160

En vesentlig del av analysearbeidet for egen regning, (Kjemisk avdeling) gjelder geokjemisk prospektering. I tillegg hertil har geokjemisk lab. (Bølviken) selv utført ca. 28 000 enkeltbestemmelser på innsamlede prøver.

Laboratoriet for keramiske og ildfaste stoffer.

Leder: J. Grenness.

Laboratoriet har som tidligere utført sikte- og slemmeanalyser, spesifikk vektbestemmelser, smeltepunktbestemmelser o. l. både i tilknytning til oppgaver som løses sammen med de andre laboratoriene og som særskilte oppdrag.

I forbindelse med utredningen av teglverksplaner for Gauldal er det utført magringsforsøk for Rambrøt-leiren. Foreløpig har undersøkelsene dreiet seg om magring med teglsteinsmel. Undersøkelsene fortsetter med andre magringsmidler.

For teglverk er det undersøkt leirer og brent stein for å få en forbedring av utseende og farve av steinen. Dette arbeidet fortsetter.

I forbindelse med Sjøfartsdirektoratets utarbeidelse av regler for transport av fuktige malmkonsentrat til sjøs, er det gjort forsøk med 33 norske konsentrater etter laboratoriets vibrasjonsmetode.

Geokjemisk prospektering.

Leder: B. Bølviken.

Geokjemiske metoder begynner etterhvert å få innpass i norsk malmleting. I det forløpne år er det utført 2 undersøkelser som oppdrag for norske bedrifter. Det ser ut til at man også i fremtiden kan regne med en viss oppmerksomhet på dette felt.

Som ledd i NGU's eget program er det i feltsesongen 1964 gjort prøvetaking av bekkevann og bekkesedimenter i et ca. 150 km² stort område rundt Jomaforekomsten i Nord-Trøndelag. De innsamlede prøver er under bearbeidelse i laboratoriet. Hensikten med undersøkelsen er å finne hvordan Jomaforekomsten geokjemisk preger sine omgivelser. Resultatene vil eventuelt kunne utnyttes i praktisk malmleting i resten av Grongfeltet. Av de analysedata som til nå foreligger fra undersøkelsen ser det ut til at både kobber og sinkinnholdet er høyt i bekkesedimentene i nærheten av Joma. Likeledes gir pH og ledningsevne i bekkevann mønstre som har sammenheng med mineraliseringen. Videreførende undersøkelser ventes å fortsette 1965.

I forbindelse med oppfølging av flygeofysiske målinger er det i Finnmark gjort geokjemiske undersøkelser av morene, myr og oppkommer nær geofysiske anomalier. Materialet er under bearbeidelse.

Geokjemiker Hvatum har fortsatt geokjemiske undersøkelser av norske myrer. I 1964 er prøvetatt myrer i Sogn og Fjordane og Oppland fylker. De innsamlede prøver blir forasket, og analysert kjemisk og spektrografisk. Interessante resultater er oppnådd og materialet bearbeides videre.

Humusundersøkelsene i samarbeid med Landsskogstakseringen og Norges landbrukshøgskole har fortsatt etter lignende retningslinje som tidligere. I 1964 er prøvetaking av Oppland fylke fullført. Data fra tidligere års prøver er behandlet med regnemaskin, og interessante lovmessigheter kommer frem. F. eks. ser nedbøren ut til å ha innvirkning på elementfordelingen i prøvene, det er også sammenhenger mellom innhold av enkelte elementer og geologien i berggrunnen under punktene. Resultater fra undersøkelsene ventes offentliggjort.

Fremtidig samarbeidsform med Landsskogstakseringen er noe usikker pga. omlegging av takseringsmetodikken.

Som et ledd i det samarbeid som er etablert med professor J. S. Webb, Imperial College of Science and Technology, London, har en av professor Webbs studenter i 1964 påbegynt et doktorarbeid i Hjerkinnfeltet over geokjemisk emne.

I forbindelse med geokjemisk malmleting er det i 1964 i alt innsamlet ca. 6000 prøver. På disse og tidligere års prøver er det i løpet av året gjort 28 000 bestemmelser.

I forbindelse med det VI Nordiske geologiske vintermøte i Trondheim ble det ved NGU holdt et kollokvium om geokjemisk prospektering med deltakelse fra de nordiske land.

Metallurgi.

Ledere: J. Aarvik og R. Nilsen.

Laboratorieingeniør J. Aarvik har fortsatt arbeidet over reduksjon av svoveldioksyd med olje. Særlig vekt er det blitt lagt på undersøkelse over virkningen av forskjellige silikater som kontaktstoffer i ovnen. De oppnådde resultater har ført til at det er blitt sendt inn patentsøknad.

Videre har ingeniør Aarvik gjort røsteforsøk som oppdrag for et bergverk.

Laboratorieingeniør R. Nilsen har gjort undersøkelser over foredling

av olivinstein, både etter professor Goldschmidts patenter (smelteolivin), og orienterende forsøk med smelteelektrolyse.

Videre er det gjort forsøk med bindemidler for olivinsand for stålstøping.

Gjestende medarbeidere.

Frk. Elisabeth Kranck fra Canada har studert spektrografiske analysemetoder i 4 måneder ved spektrograflaboratoriet. Stud. real. Nils N. Kjøsnes fra Norges Lærerhøgskole har arbeidet med en hovedfagsoppgave i spektrografi samme sted, et arbeid som han fortsetter med i 1965.

FORTEGNELSE OVER

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 or abstracts in English. Papers marked with (Z.) (Zusammenfassung) or (R.) (Resumé) have summaries in German or French, respectively.

Norges geologiske undersøkelse
har utgitt ved Universitetsforlaget, Oslo:

1. Aarbog 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 Hennungbygden, Grans prestegjeld. *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:* Svenningdals 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.) 1891. Utsolgt.
2. *C. H. Homan.* Selbu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Selbus omraade. (S.) 1890. Kr. 2,00.
3. *J. H. L. Vogt.* Salten og Ranen, med særligt 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. 1891. Kr. 2,00.
6. *J. H. L. Vogt.* Om dannelsen af de vigtigste i Norge og Sverige representerende grupper af jernmalmforekomster. (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. 3,00.
9. *Amund Helland.* Jordbunden i Norge. (S.) 1893. Utsolgt.
10. *Amund Helland.* Tagskifere, heller og vekstene. 1893. Utsolgt.
11. *W. C. Brøgger.* Lagfølgen på Hardangervidda og den såkaldte «høifjeldskvarts». (Z.) 1893. Kr. 4,50.
12. *Carl C. Riiber.* Norges granitindustri. (S.) 1893. Kr. 2,00.
13. *K. O. Bjørlykke.* Gausdal. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Gausdals omraade. (S.) 1893. Kr. 2,00.
14. Aarbog for 1892 og 93. (Indhold: *H. Reusch:* Strandfladen, et nyt træk i Norges geografi. (Med kart.) *H. Reusch:* Mellem Bygdin og Bang. *H. Reusch:* Har der existeret store, isdæmmede indsjøer paa østsiden af Langfjeldene? *K. O. Bjørlykke:*

Høifjeldskvartsens nordøstligste udbredelse. *J. P. Friis:* Udvinding af feldspat og glimmer i Smaalenene. *Amund Helland:* Dybderne i nogle indsjøer i Jotunfjeldene og Thelemarken. *E. Ryan:* Undersøgelse af nogle torvprøver. *Amund Helland:* Opdyrkning af lerfaldet i Værdalen.) 1894. Kr. 5,00.

15. *J. H. L. Vogt.* Dunderlandsdalens jernmalmfelt i Ranen, Nordlands amt, lidt søndenfor polarkredsen. (Z.) 1894. Kr. 4,00.
16. *Amund Helland.* Jordbunden i Jarlsberg og Larviks amt. 1894. Kr. 6,00.
17. *J. H. L. Vogt.* Nissedalens jernmalmforekomst. (i Thelemarken.) (Z.) 1895. Kr. 3,00.
18. *Amund Helland.* Jordbunden i Romsdals amt. I. Den almindelige del og herrederne i Søndmør. 1895. Utsolgt.
19. *Amund Helland.* Jordbunden i Romsdals amt. II. Herrederne i Romsdalen og Nordmør. 1895. Utsolgt.
20. *G. E. Stangeland.* Om Torvmyrer i Norge og deres Tilgodegjørelse. I. (S.) 1896. Utsolgt.
21. Aarbog for 1894 og 95. (Indhold: *H. Reusch.* Geologisk litteratur vedkommende Norge 1890—95.) 1896. Kr. 3,00.
22. *J. H. L. Vogt.* Norsk marmor. (Z.) 1897. Kr. 10,00.
23. *Amund Helland.* Lofoten og Vesteraalen. 1897. Kr. 10,00.
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 Undersøgelses udstilling i Bergen. (S.) 1898. Kr. 2,00.
27. *J. P. Friis.* Terrængundersøgelser og jordboringer i Stjørdalen, Værdalen og Guldalen samt i Trondhjem i 1894, 95 og 96. (S.) Kr. 3,00.
28. Aarbog 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. 4,00.
29. *J. H. L. Vogt.* Søndre Helgeland. Morfologi. Kvartærgeologi. Svenningdalens sølvertsgange. (Z.) 1900. Kr 5,00.
30. *Ths. Münster.* Kartbladet Lillehammer. Tekst. (Z.) 1900. Kr 2,00.
31. *W. C. Brøgger.* Om de senglaciale og postglaciale nivåforandringer i Kristianiafeltet. (Molluskfaunan.) (S.) 1900—01. Kr. 15,00.
32. Aarbog 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. 5,00.
33. Aarbog for 1901. (Indhold: *H. Reusch.* Geologisk litteratur vedkommende Norge 1896—1900.) 1902. Kr. 4,00.
34. Aarbog for 1902. (Indhold: *Johan Kiær:* Etage 5 i Asker. (S.) *Reusch, Rekstad* og *K. O. Bjørlykke:* Fra Hardangervidden. (S.) *J. Rekstad:* Iagttagelser fra bræer

i Sogn og Nordfjord. (S.) *J. Rekstad:* Geologisk kartskisse over traktene omkring Velfjorden, med beskrivelse. (S.) 1902. Kr. 5,00.

35. *O. E. Schiøtz.* Den sydøstlige Del af Sparagmit-Kvarts-Fjeldet i Norge. (S.) Med kart. Tillegg: *W. C. Brøgger.* Agnostus gibbus, Linrs. var. *Schiøtzii.* 1902. Kr. 5,00.
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 mellom Haukeli og Hemsedalsfjeldene. (S.) *J. Rekstad:* Skoggrænsens og sneliniens større høide tidligere i det sydlige Norge. (S.) 1903. Kr. 5,00.
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 Brumunddalen. (S.) *Andr. M. Hansen:* Litt om Mjøsjøkelen. (S.) *J. Rekstad:* Beskrivelse til kartbladet Dønna. (S.) *Johan Kiær:* Bemærkninger om oversiluren i Brumunddalen. (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 tilsvar til dr. Kiærs bemærkninger om oversiluren i Brumunddalen. (S.) 1904. Kr. 6,00.
38. *G. E. Stangeland.* Om Torvmyrer i Norge og deres Tilgodegjørelse. III. (S.) 1904. Kr. 4,00.
39. *K. O. Bjørlykke.* Det centrale Norges fjeldbygning. (S.) Med kart. Tillegg: *Chas. Lapworth.* Notes on the Graptolites from Bratland, Gausdal, Norway. 1905. Kr. 15,00.
40. *Hans Reusch.* Voss. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Voss's omraade. (S.) 1905. Kr. 4,00.
41. *W. C. Brøgger.* Strandliniens beliggenhet under stenalderen i det sydøstlige Norge. (Z.) 1905. Kr. 6,00.
42. *A. W. Brøgger.* Øxer av Nøstvettypen. Bidrag til kundskaben om ældre norsk stenalder. (Z.) 1905. Kr. 4,00.
43. Aarbog for 1905. (Indhold: *K. O. Bjørlykke:* Om Selsmyrene og Lesjesandene. (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 optrædende malmudsondringer. (Z.) *J. Rekstad:* Iagttagelser fra Folgefonnens bræer. (Z.) *J. H. L. Vogt:* Om Andøens jurafelt, navnlig om landets langsomme nedsynken under juratiden og den senere hævning samt gravforkastning. (Z.) *C. Bugge:* Kalksten og marmor i Romsdals amt. (S.) *J. Rekstad:* Fra Indre Sogn. (S.) 1905. Kr. 6,00.
44. Aarbog for 1906. *Hans Reusch.* Geologisk litteratur vedkommende Norge 1901—1905. 1907. Kr. 4,00.
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:* Bemerkninger om norsk stenindustri. *Olaf Holtedahl:* Alunskiferfeltet ved Øieren. (Z.) 1907. Kr. 5,00.
46. *J. H L. Vogt.* De gamle norske jernverk. (Z.) 1908. Kr. 3,00.
47. *Hans Reusch.* Tekst til geologisk kart over fjeldstrøkene mellem Jostedalsbræen og Ringerike. (S.) Med kart. 1908. Kr. 4,00.
48. *K. O. Bjørlykke.* Jæderens geologi. (S.) 1908. Kr. 5,00.
49. Aarbog for 1908. (Indhold: *H. Reusch:* Den geologiske undersøkelses 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 Rausch.* Norges Geologi. 1910. Utsolgt.
51. *J. H. L. Vogt.* Norges Jernmalmforekomster. (Z.) 1910. Kr. 6,00.
52. *A. Grimnes.* Jæderens Jordbund. (S.) Beskrivelse til *A. Grimnes:* Kart over Jæderen 1 : 50 000. 1910. Med kart. Kr. 8,00.
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. 6,00.
54. *Andr. M. Hansen.* Fra Istiderne. Vest-Raet. 1910. Kr. 5,00.
55. *Daniel Danielsen.* Bidrag til Sørlandets kvartærgeologi. (S.) 1910. Kr. 4,00.
56. *Carl Bugge.* Rennebu. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Rennebus omraade. (S.) Med kart. 1910. Kr. 6,00.
57. Aarbok for 1910. (Indhold: *W. Werenskiold:* Fra Numedal. (S.) *A. Hoel:* Okstinderne. (R.) *J. Rekstad:* Geologiske iagttagelser fra ytre del av Saltenfjord. *H. Reusch:* De formodede strandlinjer i øvre Gudbrandsdalen. (S.) 1910. Kr. 5,00.
58. *W. Werenskiold.* Fornebolandet og Snarøen i Østre Bærum. (S.) Med kart. 1911. Kr. 4,00.
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 prestegjæld i Nordlands amt. (Z.) *Rolf Marstrander:* Svartisen, dens geologi. (S.) Kr. 5,00.
60. *W. Werenskiold.* Søndre Fron. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Søndre Frons omraade. (S.) Med kart. 1911. Kr. 6,00.
61. Aarbok for 1912. (Indhold: *Gunnar Holmsen:* Oversigt over Hatfjelddalens geologi. (Z.) *C. Bugge:* Lagfølgen i Trondhjemsfeltet. (S.) *J. Rekstad:* Opdæmning i Bjellaadalen ved istidens slutning. (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 statistik over det indenlandske forbruk av huggen sten. (S.) 1913. Kr. 6,00.
62. *J. Rekstad.* Bidrag til Nordre Helgelands geologi. (S.) Med kart. 1912. Kr. 5,00.
63. *Olaf Holtedahl.* Kalkstensforekomster i Kristianiafeltet. (S.) 1912. Kr. 4,00.
64. *Hans Reusch.* Tekst til geologisk oversigtskart over Søndhordland og Ryfylke. (S.) Med kart. 1913. Kr. 4,00.
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. 4,00.
67. *J. Rekstad.* Fjeldstrøket mellem Saltdalen og Dunderlandsdalen. (S.) Med kart. 1913. Kr. 4,00.
68. Aarbok for 1913. (Indhold: *J. Oxaal:* Den hvite granit i Sogn. (S.) *O. E. Schiøtz:* Om isskillet i trakten omkring Fæmund. (S.) *H. Reusch:* Fra Trysil. (S.) *S. Foslie:* Ramsøy titanmalmfelt i Solør og dets differentiationsprocesser. (S.) 1914. Kr. 5,00.

69. Aarbok for 1914. (Indhold: *J. Rekstad:* Fjeldstrøket mellem Lyster og Bøverdalen. (S.) *J. Oxaal:* Kalkstenshuler i Ranen. (S.) *J. Rekstad:* Kalksten fra Nordland. (S.) *H. Reusch:* Nogen bidrag til Hitterens og Smølens geologi. (S.) *O. Holtedahl:* Fossiler fra Smølen. (S.) 1914. Kr. 5,00.
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 karter over Nordland. (S.) *J. H. L. Vogt:* Norges Bergverksdrift. (S.) *J. Oxaal:* Den norske stenindustri. (S.) 1914. Kr. 2,00.
71. *Carl Fred. Kolderup.* Egersund. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Egersunds omraade. (Z.) Med kart. 1914. Kr. 8,00.
72. *J. H. L. Vogt.* Gronggruberne og Nordlandsbanen. (Z.) 1915. Kr. 4,00.
73. *Gunnar Holmsen.* Brædæmte sjøer i Nordre Østerdalen. (S.) Med kart. 1915. Kr. 5,00.
74. *Gunnar Holmsen.* Tekst til geologisk oversiktskart over Østerdalen-Fæmundsstrøket. (S.) Med kart. 1915. Kr. 4,00.
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 littorinasænkning i Norge. (S.) *J. Rekstad:* Helgelands ytre kystrand. (S.) *J. H. L. Vogt:* Om manganrik sjømalm i Storsjøen, Nordre Odalen. (Z.) 1915. Kr. 6,00.
76. *John Oxaal.* Norsk granit. (S.) 1916. Utsolgt.
77. *V. M. Goldschmidt.* Konglomeraterne inden høifjeldskvartsen. (Z.) 1916. Kr. 3,00.
78. *J. Holmgren.* Naturstenens anvendelse i husbygningen i Skotland. (S.) 1916. Kr. 2,50.
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. 4,00.
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:* Sulitelmatrakten. (S.) Med kart. *J. Rekstad:* Fjeldstrøkene Fauske—Junkerdalen. (S.) 1917. Kr. 5,00.
82. *Carl Bugge.* Kongsbergfeltets geologi. (S.) Med kart og plancher. 1917. Kr. 15,00.
83. Årbok for 1918 og 19. (Innhold: *G. Holmsen:* Gudbrandsdalens bræsjø. (S.) *C. W. Carsten:* 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. 8,00.
85. *J. H. L. Vogt:* Jernmalm og Jernverk. Særlig om elektrisk jernmalm-smeltning. 1918. Utsolgt.
86. *John Oxaal.* Dunderlandsdalen. Fjeldbygningen inden gradavdelingskartet Dunderlandsdalens omraade. (S.) Med kart. 1919. Kr. 8,00.
87. Årbok for 1920 og 21. (Innhold: *O. Holtedahl:* Kalksten og dolomit i de øst-

landske dalfører. (S.) *Arne Bugge:* Nikkelgruber i Bamle. (S.) *S. Foslie:* Raana noritfelt. Differentiation ved «squeezing». (S.) *J. Rekstad:* Et fund av skjellførende leir i Lørenskog. (S.) *R. Falck-Muus:* Brynestensindustrien i Telemarken. (S.) *H. Reusch:* Efterhøst. (S.) *A. L. Rosenlund:* Fæø grube.) 1922. Kr. 6,00.

88. *J. Rekstad.* Eidsberg. De geologiske forhold innen rektangelkartet Eidsbergs omraade. (S.) Med kart. 1921. Kr. 6,00.
89. *Olaf Holtedahl.* Engerdalen. Fjeldbygningen inden rektangelkartet Engerdalens omraade. (S.) Med kart. 1921. Kr. 6,00.
90. *Gunnar Holmsen.* Torvmyrernes lagdeling i det sydlige Norges lavland. (Z.) 1922. Kr. 7,00.
91. J. Rekstad. Kvartære avleiringer i Østfold. (S.) 1922. Kr. 1,00.
92. *J. Rekstad.* Grunnvatnet. 1922. Kr. 2,00.
93. *J. H. L. Vogt.* Tryktunneller og geologi. Med et avsnit: Spændinger i fjeldet ved tryktunneller, av *Fredrik Vogt.* (Z.) 1922. Kr. 3,00.
94. *Ole T. Grønlie.* Strandlinjer, moræner og skjælforekomster i den sydlige del av Troms fylke. (S.) 1922. Kr. 2,00.
95. *Arne Bugge.* Et forsøk paa inddeling av det syd-norske grundfjeld. (S.) 1922. Kr. 1,00.
96. *J. Rekstad.* Norges hevning efter istiden. (S.) Med kart. 1922. Kr. 2,50.
97. *Olaf Holtedal* og *Jakob Schetelig.* Kartbladet Gran. (S.) Med kart. 1923. Kr. 6,00.
98. Årbok for 1922. (Innhold: Direktørens årsberetning. Statsgeologenes innberetninger.) 1923. Kr. 3,00.
99. *Gunnar Holmsen.* Vore myrers plantedække og torvarter. (Z.) Med kart. 1923. Kr. 7,00.
100. *J. Rekstad.* Hans Reusch. Nekrolog og bibliografi. 1923. Kr. 2,00.
101. *Olaf Andersen.* Ildfaste oksyders fysikalske kjemi. Oversigt over nyere præcisionsundersøkelser. (S.) Statens raastofkomité. Publ. nr 1. 1922. Kr. 2,00.
102. *Olaf Holtedahl* og *Olaf Andersen.* Om norske dolomiter med bemerkninger om den praktiske anvendelse av dolomit. (S.) S. R. K. Publ. nr. 2. 1922. Kr 2,00.
103. *Olaf Andersen.* En forekomst av ren kvarts i Krødsherred. (S.) S. R. K. Publ. nr. 3. 1922. Kr. 1,00.
104. *J. Bull.* Elektrisk Metalsmeltning. Forsøk og undersøkelser utført ved Marinens Torpedo- og Minefabrik i samarbeide med Statens Raastofkomité. (S.) S. R. K. Publ. nr. 4. 1922. Kr. 1,00.
105. *Thv. Lindeman.* Torv. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 5. 1922. Kr. 1,00.
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. Johnson.* Glimmermineralernes betydning som kalikilde for planterne. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 8. 1922. Kr. 3,00.
109. *Erling Johnson.* Om tilgodegjørelse av kalifeltspatens kali-indhold. (S.) S. R. K. Publ. nr. 9. 1922. Kr. 3,00.
110. *Carl Bugge.* Statens apatidrift 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 kemiske sammensætning av Spitsbergen—Bjørnøykul. (S.) S. R. K. Publ. nr. 12. 1923. Kr. 1.00.
113. *Andreas Rødland.* Oljefremstilling av Kings Bay-kul og kul og skifer fra Andøen. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 13. 1924. Kr. 1,00.
114. *B. Hansteen Cranner.* Om vegetationsforsøk med glimmermineralene biotit og sericit som kalikilde. (Z.) S. R. K. Publ. nr. 14. 1922. Kr. 2,00.
115. *J. v. Krogh.* Undersøkelser over norske lerer. I. (S.) S. R. K. Publ. nr. 15. 1923. Kr. 1,00.
116. *Brynjulf Dietrichson.* Undersøkelser over norske lerer. II. S. R. K. Publ. nr. 16. 1923. Kr. 2,00.
117. *W. Guertler.* Kort oversigt over kobberets indflydelse paa jern og staal. Forkortet og bearbeidet av *J. Bull.* (S.) S. R. K. Publ. nr. 17. 1923. Kr. 1,00.
118. *J. Bull.* Prøver med en hærdeovn for kulstofstaal. (Wild-Barfield's 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 lerer. III. (S.) S. R. K. Publ. nr. 19. 1923. Kr. 1,75.
120. *Brynjulf Dietrichson.* Undersøkelser over norske lerer. IV. (S.) S. R. K. Publ. nr. 20. 1924. Kr. 2,00.
121. *Thorolf Vogt.* Sulitelmafeltets geologi og petrografi. (S.) Med kart. 1927. Kr. 14,00.
122. Årbok for 1923. (Innhold: Direktørens årsberetning. Statsgeologenes årsberetninger.) 1924. Kr. 3,00.
123. *Gunnar Holmsen.* Hvordan Norges jord blev til. (S.) 1924. Utsolgt.
124. *J. Rekstad.* Hatfjelldalen. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1924. Kr. 8,00.
125. *J. Rekstad.* Træna. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1925. Kr. 8,00.
126. *Steinar Foslie.* Syd-Norges gruber og malmforekomster. (S.) Med kart i planformat. 1925. Utsolgt.
127. *Steinar Foslie.* Norges svovelkisforekomster. (S.) 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. 5,00.
129. *Gunnar Aasgaard.* Gruber og skjerp i kisdraget Øvre Guldal—Tydal. (S.) 1927. Kr. 5,00.
130. *Arne Bugge.* En forkastning i det syd-norske grunnfjell. (S.) 1928. Kr. 5,00.
131. *J. C. Torgersen.* Sink- og blyforekomster på Helgeland. (S.) 1928. Kr. 4,00.
132. *Gunnar Holmsen.* Lerfaldene ved Kokstad, Gretnes og Braa. (S.) 1929. Kr. 3,00.
133. Årbok for femårsperioden 1924—28. (Innhold: Direktørens beretning om virksomhheten 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:* 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. Utsolgt.
135. *Gunnar Holmsen.* Grundvandet i vore leravsætninger. (S.) 1930. Utsolgt.
136. *Gunnar Holmsen.* Rana. Beskrivelse til det geologiske generalkart. (S.) Med kart. 1932. Utsolgt.
137. *Steinar Foslie* og *Mimi Johnson Høst.* Platina i sulfidisk nikkelmalm. (Z.) 1932. Kr. 3,00.
138. *W. C. Brøgger.* Essexitrekkens erupsjoner, den eldste vulkanske virkomhet i Oslofeltet. (Z.) 1933. Kr. 3,00.
139. *W. C. Brøgger.* Om rombeporfyrgangene og de dem ledsagende forkastninger il Oslofeltet. (Z.) 1933. Kr. 2,00.
140. *Gunnar Holmsen.* Lerfall i årene 1930—32. (S.) 1934. Kr. 2,00.
141. *Olaf Anton Broch.* Feltspat. IV. Forekomster i Akershus og Østfold øst for Glomma. (S.) 1934. Kr. 4,00.
142. *J. C. Torgersen.* Sink- og blyforekomster i det nordlige Norge. (S.) 1935. Kr. 3,00.
143. *Arne Bugge.* Flesberg og Eiker. Beskrivelse til de geologiske gradavdelingskarter F. 35 Ø. og F. 35 V. De løse avleiringer ved *A. Samuelsen.* (S.) Med kart. 1937. Kr. 10.00.
144. *Gunnar Holmsen.* Nordre Femund. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1935. Kr. 6,00.
145. *Wolmer Marlow.* Foldal. Beskrivelse til det geologiske rektangelkart. (S.) Med kart. 1935. Kr. 6,00.
146. *Arne Bugge.* Kongsberg—Bambleformasjonen. (S.) 1936. Kr. 4,00.
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. 6,00.
149. *Steinar Foslie.* Tysfjords geologi. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart Tysfjord. (S.) Med kart. 1941. Kr. 15,00.
150. *Steinar Foslie.* Hellemobotn og Linnajavrre. Geologisk beskrivelse til kartbladene. (S.) Med kart. 1942. Kr. 8,00.
151. *Gunnar Holmsen.* Våre leravsetninger som byggegrunn. (S.) 1938. Utsolgt. Utsolgt.
152. *Trygve Strand.* Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradteigskart. (S.) Med kart. 1938. Kr. 6,00.
153. *Carl Bugge.* Hemsedal og Gol. Beskrivelse til de geologiske gradteigskarter E. 32 V. og E. 32 Ø. (S.) Med kart. 1939. Kr. 12,00.
154. *Harald Bjørlykke.* Feltspat. V. De sjeldne mineraler på de norske granittiske pegmatittganger. (S.) 1939. Utsolgt.
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. Utsolgt.
157. *Brit Hofseth.* Geologiske undersøkelser ved Kragerø, i Holleia og Troms. (S.) Med kart. 1942. Kr. 4,00.

158. *Per Holmsen.* Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset- Femunden. (S.) 1943. Kr. 3,00.
159. *Trygve Strand.* Et gneis-amfibolitt-kompleks i grunnfjellet i Valdres. (S.) 1943. Kr. 3,00.
160. *Jens A. W. Bugge.* Geological and petrographical investigations in the Kongsberg —Bamble formation. 1943. Utsolgt.
161. *Christoffer Oftedahl.* Om sparagmiten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. (S.) 1943. Kr. 2,50.
162. *Henrich Neumann.* Silver deposits at Kongsberg. (The minimal assemblage of a native silver-cobalt-nickel ore type.) 1944. Utsolgt.
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—Evje amphibolite and its relation Med kart. 1947. Kr. 5,00.
168b. *Harald Bjørlykke.* Flåt Nickel Mine. Med kart. 1947. Kr. 3,00.
169. *Steinar Foslie.* Melkedalen grube i Ofoten. Søndre Ofotens malmforekomster. I. (S.) Med kart. 1946. Kr. 7,00.
170. *Ivar Oftedal.* Oversikt over Norges mineraler. (S.) 1948. Utsolgt.
171. *Jens A. W. Bugge.* Rana gruber. Geologisk beskrivelse av jernmalmfeltene i Dunderlandsdalen. (S.) Med kart. 1948. Kr. 12,00.
172. *Harald Bjørlykke.* Hosanger nikkelgruve. (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 malmforekomster. 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 fremskjøvet «jotundekke» 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. Færden:* Sink-blyforekomstene ved Mikkeljord, Hattfjelldal, Nordland. (S.) *Steinar Skjeseth* and *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. (S.) *J. A. Dons:* Om elve-erosjon og en isdemt sjø 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. 8,00.
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 isavsmeltningsfenomener 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:* Kobberforekomstene 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:* Sydøstlige 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, Troms, Northern Norway. 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:* Oppsprekning, topografi og vannføring i massive dypbergarter. (Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 4.) (S.) *Trygve Strand:* Gabbrokonglomeratet i Sjodalen. (S.) *Christoffer Oftedahl:* Om Grongkulminasjonen og Grongfeltets skyvedekker. (S). *Per Holmsen:* Hyolithus-sonens basale lag i Vest-Finnmark. (S.) *M. G. Oosterom:* Some notes on the Lille Kufjordlayered 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 Frøyningsfjell. 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. 1956. Kr. 8,00.
199. *F. M. Vokes.* The Copper Deposits of the Birtavarre District, Troms, Northern Norway. 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 Sjodalen. (S.) *Rolf W. Feyling-Hanssen, Per Chr. Sæbø* and *John W. Wilhelmsen:* A clay sample from Tangen brickwork. *Per Holmsen:* De eokambriske lag under hyolithussonen mellem Čarajavrre og Časkias, Vestfinnmark. (S.) *Christoffer Oftedahl:* Jomaforekomstens blokkvifter. (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 malmforekomster. (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 koppermineralisering 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 Moscogaissa mines, Birtavarre, Troms. Direktør *Sven Føyn:* Norges geologoiske undersøkelse. Årsberetning for 1957. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1958. Kr. 10,00.

204. *Arthur O. Poulsen.* Norges gruver og malmforekomster. II. Nord-Norge. Med kart 1:1 000 000. 1959. Kr. 30,00.

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 Kragerø, Southern Norway. *Per Chr. Sæbø* and *Thor L. Sverdrup:* Note on stilbite from a pegmatite at Elveneset, Innhavet in Nordland country, 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 undersøkelses 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. (S.) *Knut Ørn Bryn:* Et funn av pseudotachylitt i S. Trøndelag og en teori for dannelsen. (S.) *Magne Gustavson:* Den manganholdige siderittmalm i Rubben, Troms. Undersøkelser sommeren 1959. (S.) *Magne Gustavsen* og *Arne Grønhaug:* En geologisk undersøkelse på den nordvestlige del av kartblad Børgefjell. (S.) *Audun Hjelle:* Grunnfjellet omkring Tangen, østsiden av Mjøsa. (S.) *Paul H. Reitan:* Refleksjoner over betydningen av høye punkt-temperaturer på overflater i forbindelse med bevegelser i bergarter. (S.) *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 (Fe, Mn) O—TiO_2—Y_2O_3—(Nb, Ta)$_2O_5$—SiO_2. *Thor L. Sverdrup* og *Per Chr. Sæbø:* Pegmatittene ved Liverud og Gulliksrud ca. 5 km øst for Kongsberg, Øvre Eiker. (Meddelelser nr. 1 over typer av norske feltspatkvartsforekomster.) (S.) *Per Chr. Sæbø, Thor L, Sverdrup* and *Harald Bjørlykke:* Note on «birds-eye» textures in some Norwegian pyrrhotite-bearing 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. Kr. 15,00.

212. Norwegian guide-books. International Geological Congress. XII session. Norden 1960. Utsolgt.

213. Årbok 1960. (Innhold *Knut Ørn Bryn:* Grunnvann øst for Oslo-feltet. Medd. fra Vannboringsarkivet. Nr. 10. (S.) *Kari Egede Larssen:* Et pollendiagram fra Høydalsmo, Telemark. (S.) *Fredrik Hagemann:* Grunnvann i Vestfold. Medd. fra Vannboringsarkivet nr. 11. (S.)*Audun Hjelle* og *Knut Ørn Bryn:* Kullblendeførende breksje ved Hof, Solør. (S.) *Audun Hjelle:* Forsøk på kromatografisk bestemmelse av (Ca, Mg-karbonater. (S.) *Gunnar Henningsmoen:* Remarks on stratigraphical classification. Sammendrag. *Gunnar Henningsmoen:* Cambro-Siluria fossils in Finnmark, Northern Norway. Sammendrag. *Olaf Holtedahl:* Grensen fyllit-Valdres-sparagmitt i strøket sydøst for Grønsennknipa, Vestre Slidre. (S.) *Gunnar Holmsen:* Jordartsregioner i Norge. (S.) *M. Marthinussen:* Brerandstadier og avsmeltningsforhold i Repparfjord-Stabbursdal-området, Vest-Finnmark. Et deglaciasjonsprofil fra fjord til vidde. (S.) *Thor Siggerud:* Radioaktivitetsundersøkelse av bergartsprøver i magasinene på Mineralogisk geologisk museum, Universitetet i Oslo. (S.) *Finn J. Skjerlie* and *Tek Hong Tan:* The Geology of the Caledonides of the Reisa Valley Area, Troms — Finnmark, Northern Norway. Sammendrag. *F. M. Vokes:* Supergene Alteration of Norwegian Sulphide deposits — a query. Sammendrag. *J. Westerveld:* The Manganese vein of Mount Brandnuten, Botnedal, South Norway. (S.) Regler for norsk stratigrafisk nomenklatur. Code of stratigraphical nomenclature for Norway. Direktør *Harald Bjørlykke.* Norges geologiske undersøkelse. Årsberetnng for 1960. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1961. Kr. 15,00.

214a. *W. A. Elders:* On the Form and Mode of Emplacement of the Herefoss Granite (P. 5—52.)

b. *Scott B. Smithson:* Granite Studies: I. A Gravity Investigation of two Precambrian Granites in South Norway. (P. 53—140.) 1963. Kr. 15,00.

215. Årbok 1961. (Innhold: *Knut Ørn Bryn:* Fortsetter Horrsjøbergets sedimentserie inn i Norge? (S.) *Arne Grønnhaug:* Some notes on a Compiled Gravimetric Map of Southern Scandinavia. *Harald Carstens:* A Post-Caledonian Ultrabasic Biotite Lamprophyre Dyke of the Island Ytterøy in the Trondheimsfjord, Norway. *Audun Hjelle:* Ultrabasisk biotittførende lamprofyrgang ved Skabberud, Stange. (S.) *M. Marthinussen:* C_{14}-datings referring to shore lines, transgressions and glacial substages in Northern Norway. (A supplement to Papers of 1960 and 1961 by the Author.) *Dag Risdal:* En undersøkelse av kvartære, økostratigrafiske soner i Drammen, på grunnlag av foraminiferer. (S). *Steinar Skjeseth* og *Tidemann Klemetsrud:* Rørbrønner. Meddelelser fra Vannboringsarkivet nr. 12. (S.) *Steinar Skjeseth:* «Trysilhevningen». Kambro-ordovisisk stratigrafi i Femundtraktene. (S.) *Thor Sverdrup:* Feltspatundersøkelsene på Drag og ved Innhavet syd for Tysfjorden, Nordland fylke. (Foredrag holdt i Norsk Geologisk Forening 10/6 1960). *Jacgues Touret:* Geological Studies in the region of Vegårdshei-Gjerstad. Direktør *Harald Bjørlykke.* Norges geologiske undersøkelse. Årsberetning for 1961. Fortegnelse over Norges geologiske undersøkelses publikasjoner og kart.) 1962. Kr. 15,00.

216. *Johannes A. Dons:* De prekambriske bergarter i Telemark. I. The Precambrian rocks of the Telemark area in South Central Norway I. Gruber og skjerp innen gradteigkart E 36 V. Kviteseid. 1963. Kr. 8,00.

217. *Arne Bugge:* Norges Molybdenforekomster. (S.) 1963. Kr. 15,00.

218. *Gunnar Holmsen:* Erfaringer om Jordskade ved vassdragsreguleringer. (S.) 1963. Kr. 15,00.

219. *Scott B. Smithson:* Granite Studies: II. The Precambrian Flå Granite, a Geological and Geophysical Investigation. 1963. Kr. 20,00.

220. *Steinar Skjeseth:* Contributions to the Geology of The Mjøsa Districts and the classical Sparagmite Area in Southern Norway. 1963. Kr. 12,00.

221. *Paul H. Reitan:* The geology of the Komagfjord tectonic window of the Raipas suite Finnmark, Norway. 1963. Kr. 15,00.

222. *F. M. Vokes:* Geological Studies on the Caledonian Pyritic Zinc-Lead Ore body at Bleikvassli, Nordland, Norway. 1963. Kr. 15,00.

223. Årbok 1962. (Innhold: *Unni Bjørlykke:* Foreløpige meddelelser fra kartbladet Essandsjø. A preliminary report on the Essandsjø map area. *Inge Bryhni:* Relasjonen mellom senkaledonisk tektonikk og sedimentasjon ved Hornelens og Håsteinens devon. (S.) *Harald Carstens:* On the variolic structure. *B. Chadwick, H. D. Blake, A. E. Beswick & J. W. Rowling:* The Geology of the Fjeldheim-Gåsbakken Area, Sør-Trøndelag. *Josef Chaloupsky:* Notes on the Geology of an Area West of Støren (the Trondheim Region). *Rolf W. Feyling-Hanssen:* A Late Quaternary Correlation Chart for Norway. *Fredrik Hagemann:* En redegjørelse fra Th. Kjerulf om hans forhold til B. M. Keilhau. *Magne Gustavson:* Grunnfjellsvinduer i Dividalen, Troms. (S.) *Audun Hjelle:* Noen observasjoner fra grunnfjellsområdet mellom Randsfjorden og svenskegrensen. (S.) *Per Holmsen:* On the tectonic relations of the Devonian complex of the Røragen area, East

Central Norway. *Olaf Holtedahl:* Echo-soundings in the Skagerak. With remarks on the geomorphology. *Sigbjørn Kollung:* Metamorfe og eruptive bergarter på Hitra. (S.) *Jan Mangerud:* Isavsmeltingen i og omkring midtre Gudbrandsdal. (S.) *J. S. Peacey:* Deformation in the Gangåsvann Area. *Trygve Strand:* Noen stratigrafiske aldersspørsmål i Grong-feltet og i den sydøstligste del av Helgeland. (S.) *Harald Svensson:* Tundra polygons. Photographic interpretation and field studies in North-Norwegian polygon areas. *Arne Tollan:* Trekk av isbevegelsen og isavsmeltingen i Nordre Gudbrandsdalens fjelltrakter. (S.) *L. Van Vambeke* and *G Verfaillie:* A beryllium-magnetite correlation in the Hørtekollen-Grubeås area, Buskerud, Norway, and its use for beryllium prospection. *Fredrik Chr. Wolff:* Pollen-meteoritten. Et nytt funn av meteoritt i Norge. (S.) Norges geologiske undersøkelse. Årberetning for 1962. Fortegnelse over publikasjoner og kart.) 1963. Kr. 35,00.

224. *Dag Risdal:* Foraminiferfaunaen i en del sedimentkjerner fra indre Oslofjord. (S.) 1963. Kr. 12,00.

225. *Rolf W. Feyling-Hanssen:* Foraminifera in Late Quaternary deposits from the Oslofjord area. 1964. Kr. 50,00.

226. *Dag Risdal:* Foraminiferfaunaens relasjon til dybdeforholdene i Oslofjorden, med en diskusjon av de senkvartære foraminifersoner. (S.) 1964. Kr. 15,00.

227. Studies in the Trondheim region, Central Norwegian Caledonides. *(Christoffer Oftedahl:* The nature of the basement contact, *Janet Springer Peacey:* Reconnaissance of the Tømmeråss Anticline, *Fredrik Chr. Wolff:* Stratigraphical position of the Gudå conglomerate zone. 1964. Kr. 15,00.

228. Årbok 1963. (Innhold: *Bjørn G. Andersen:* Har Jæren vært dekket av en Skagerak-bre? Er «Skagerak-morenen» en marin leire? *Ole Fredrik Bergersen:* Løsmateriale og isavsmeltning i nedre Gudbrandsdalen og Gausdal. *Olaf Anton Broch:* Age determination of Norwegian minerals up to March 1964. *Boye Flood:* A copper-zinc mineralization in Trolldalen, Lofoten, Northern Norway. *Sven Føyn:* Den tillittførende formasjonsgruppe i Alta — en jevnføring med Øst-Finnmark og med indre Finnmark. *Per Holmsen:* Om glasiasjonssentra i Sør-Norge under slutten av istiden. En sammenligning mellom et østlig og et vestlig område. *Per Jørgensen:* Kvartærgeologiske undersøkelser i Randsverkområdet, Jotunheimen. *Ottar Jøssang:* En mikroskopisk undersøkelse av en del av Rørosmalmene. *Norman J. Page:* The sulfide deposit of Nordre Gjetryggen Gruve, Folldal, Norway. *Scott B. Smithson:* The geological Interpretation of the Slidre Positive Gravity Anomaly. *Trygve Strand:* Otta-dekket og Valdresgruppen i strøkene langs Bøverdalen og Leirdalen. *Trygve Srand:* Geology and structure of the Prestberget area. Norges geologiske undersøkelse: Årsberetning for 1963. Fortegnelse over publikasjoner og kart. 1964.

229. *Arne Bugge:* Iakttagelser fra Rektangelkartet Kragerø og Den store Grunnfjellsbreksje. 1965. Kr. 15,00.

230. *F. J. Langmyhr* og *P. R. Graff:* A Contribution to the Analytical Chemistry of Silicate Rocks: A Scheme of Analysis for Eleven Main Constituents Based on Decomposition by Hydrofluoric Acid. 1965.

231. *B. A. Stuart* and *D. M. Ramsay:* The Alkaline Complex of the Brevikbotn Area, Sørøy, Northern Norway. 1965.

232. *T. Torske:* Geology of the Mostadmarka and Selbustrand Area, Trøndelag. 1965.
233. *G. Holmsen:* Nyttbare sand- og grusforekomster i Syd-Norge. Del I: De geologiske betingelser for deres avsetning. 1965.

Småskrifter.

Nr. 1. *Olaf Andersen.* Norges Geologiske Undersøkelse, dens oppgave og virksomhet. 1922.
» 2. *Rolf Falck Muus.* Avhandlinger og karter utgitt av NGU systematisk ordnet. 1922.
» 3. *Gunnar Holmsen:* Erfaringer om jordskaden ved indsjøreguleringer. 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.
» 6. *Thor Siggerud.* Uran og uranleting. 1959. Utsolgt.
» 7. *Harald Bjørlykke* og *Thor L. Sverdrup.* Feltspat 1962. Kr. 4,00.

Oversikt over fargetrykte geologiske kart utgitt av Norges geologiske undersøkelse.

	Kartets trykningsår	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for: Kart m. beskr.	Pris for: Kart uten beskr.
Rektangel- og gradteigskart Målestokk 1:100 000					
Aurdal	1954	Trygve Strand	185	kr. 6,—	kr. 4,45
Aursunden	1936	Rolf Falck-Muus			»
Bjørkvassklumpen	1959	Steinar Foslie			»
Dunderlandsdalen	1915	John Oxaal	86	» 8,—	»
Egersund	1914	C. F. Kolderup	71	» 5,—	
Eidsberg	1919	J. Rekstad	88	» 5,—	»
Eiker	1935	Arne Bugge	143	» 8,—[1]	»
Engerdalen	1921	O. Holtedahl	89	» 5,—	
Flesberg	1935	Arne Bugge	143	» 8,—[1]	»
Foldal	1936	Wolmer Marlow	145	» 5,—	»
Gol	1939	Carl Bugge	153	» 8,—[2]	
Gran	1923	O. Holtedahl og J. Schetelig	97	» 5,—	»
Hellemobotn	1936	Steinar Foslie	150	» 8,—[3]	
Hemsedal	1939	Carl Bugge	153	» 8,—[2]	
Jævsjø	1959	Steinar Foslie			»
Kviteseid	1960	J. A. Dons			»
Linnajavre	1936	Steinar Foslie	150	» 8,—[3]	»
Namsvatnet	1956	Steinar Foslie	196	» 8,—	
Narvik	1950	Th. Vogt			»
Nordli	1960	Steinar Foslie		» 4,45	
Nordre Etnedal	1939	Trygve Strand	152	» 5,—	»
Nordre Femund	1936	G, Holmsen	144	» 5,—	
Rennebu	1910	Carl Bugge	56	» 5,—	
Rjukan	1960	J. A. Dons			»
Sandøla	1958	Steinar Foslie			»
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,—	»
Sørli	1960	Steinar Foslie			»
Trones	1960	Steinar Foslie			»
Tunnsjø	1958	Steinar Foslie			»
Tynset	1950	Per og Gunnar Holmsen	175	» 6,—	
Tysfjord	1931	Steinar Foslie	149	» 12,—	
Voss	1905	H. Reusch	40		»
Ytre Rendal	1956	Per Holmsen og Chr. Oftedahl	194	» 15,—[4]	»
Øvre Rendal	1950	Chr. Oftedahl og G. Holmsen	177	» 6,—	»

[1] Med publikasjonen følger kartene Eiker og Flesberg.
[2] Med publikasjonen følger kartene Gol og Hemsedal.
[3] Med publikasjonen følger kartene Hellemobotn og Linnajavre.
[4] Med publikasjonen følger kartene Ytre Rendal og Stor-Elvdal.

Oversikt over fargetrykte geologiske kart utgitt av Norges geologiske undersøkelse.

	Kartets trykningsår	Forfatter	NGU's publ.nr.	Pris for: Kart m. beskr.	Pris for: Kart uten beskr.
Landgeneralkart Målestokk 1:250 000					
Hattfjelldal	1925	J. Rekstad	124	kr. 8,—	kr. 7,10
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. 7,10
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	1960	O. Holtedahl og J. A. Dons	208		» 25,—
Målestokk 1:2 000 000 Glacialgeologisk kart over Norge	1960	O. Holtedahl og B.G.Andersen	208		» 15,—
Målestokk 1:1 000 000 Gruver og malmforekomster i Nord-Norge	1959	Arth. O. Poulsen	204		» 17,50

Publikasjonene og kartene selges gjennom bokhandlene.
Omsetningsavgiften er inkludert i de oppgitte priser.

Følgende fargetrykte 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. Bjørlykke
Gjøvik	1884	Th. Kjerulf, P. Krohn og O. Hagen
Hamar	1884	Th. Kjerulf, Alfred Getz, P. Krohn, J. H. L. Vogt m. fl.
Haus	1880	Th. Hiortdahl og M. Irgens
Hønefoss	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Kristiania	1917	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Kongsberg	1927	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. H. L. Vogt
Meraker	1883	Th. Kjerulf, M. Bugge, O. Hagen m. fl.
Moss	1926	W. C. Brøgger og J. Schetelig
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. H. L. 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	K. Hauan, Th. Kjerulf m. fl.
Trondhjem	1879	M. Bugge
Tønsberg m. Larvik	1926	W. C. Brøgger og J. Schetelig
Aamot	1887	Ths. Münster og P. Krohn
Oversiktskart Målestokk 1:1 000 000		
Nord-Norge	1924	Th. Vogt
Syd-Norge	1915	W. Werenskiold
Berggrunnskart over Norge	1953	O. Holtedahl og J. A. Dons

Ved henvendelse til Norges geologiske undersøkelse er det høve til å studere arkiveksemplarer av de utsolgte kartene.

A.W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S - OSLO