

55 (481)

N/246.



Nr. 246 A

Petrography and metamorphism  
in the Precambrian rocks of the Magnor area,  
S. Norway

By  
MAGNE GUSTAVSON

Nr. 246 B

Kongsvingerfeltets geologi

Av  
ØYVIND GVEIN

OSLO 1967  
UNIVERSITETSFORLAGET

STATENS TEKNOLOGISKE INSTITUTT  
BIBLIOTEKET

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 246 B

---

## Kongsvingerfeltets geologi

Av

ØYVIND GVEIN

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 246 A

**Petrography and metamorphism  
in the Precambrian rocks of the Magnor area,  
S. Norway**

By  
**MAGNE GUSTAVSON**

(With one geological map, one figure in the text, 5 tables and 2 plates)

**OSLO 1967**  
**UNIVERSITETSFORLAGET**

**STATENS TEKNOLOGISKE INSTITUTT**  
**BIBLIOTEKET**

## Contents

Abstract .....	5
Introduction .....	5
Petrography .....	6
Gneisses .....	6
Amphibolites and associated rocks .....	11
Unfoliated red granite .....	12
Mineral facies .....	15
Discussion of some genetic problems .....	17
Conclusions .....	20
Acknowledgements .....	21
List of references .....	21



### Abstract.

The rocks of the Magnor area comprise various red and grey gneisses, amphibolites and red, unfoliated granites. The gneisses and amphibolites most probably were sediments and basic intrusives, respectively, metamorphosed by regional metamorphism in the uppermost part of the almandine-amphibolite facies. Some features are reminiscent of granulite facies rocks, as for instance abundance of antiperthitic feldspar in the gneisses. The red granites were formed subsequently to the main metamorphism, probably by potash metasomatism acting on the gneisses. An episode of folding separates the regional metamorphism from the formation of red granites. Retrograde metamorphism is related to the so-called "mylonite zone" and is restricted to the easternmost gneiss areas.

By analogy with relations on the Swedish side of the border the rocks of the Magnor area are to be considered as Pre-Gothian in age.

### Introduction.

The map area comprises the topographical map sheets Vestmarka and Stranden (AMS-series M 711, 1:50.000). These topographical maps were also used in the mapping together with aeromagnetic maps, scale 1:25.000. The latter showed very useful as the general trend of the gneisses and the outline of the basic rocks were revealed.

The investigations are part of a team work in the Pre-Cambrian of southeastern Norway carried out by geologists at NGU. The map presented is the result of observations made by several geologists and 3 weeks' field work by the writer in 1963-64.

Geologically the area comprises the gneisses immediately SW of Magnusson's "mylonite zone" (Magnusson, 1937a). The mylonite zone is of Gothian or Dalslandian age (for discussion see Gvein, 1967). A small part of the mylonite zone enters the map area in the easternmost corner (Fig. 1), but the rocks are not treated in this paper. On the geological map of Sweden (Magnusson et. al. 1957) the gneisses of the adjoining Swedish area are termed "alternating grey and red gneisses" and classified among the Pre-Gothian rocks of south-western Sweden. Detailed description of these rocks are, however, lacking from the immediately adjoining areas. From more eastern districts in Sweden some maps with descriptions have been printed. As an example is taken the map sheet Forshaga (Magnusson, 1937b) concerning rocks of the mylonite zone and the gneisses on both sides of the zone. Those on

the western side, with a position comparable to the Magnor area, include the following rock types (a), amphibolites; (b) grey gneisses rich in plagioclase, partly with abundant bands of amphibolite, partly with red schlieren and partly with development of augens; (c) intermediate veined gneisses; (d) red gneisses in the grey veined gneisses. These rock terms could without difficulty have been used for the rocks of the Magnor area too, as it will appear from the map (Fig. 1) and the petrographical description. Great similarities in the mineral assemblages are obvious from a comparison of the described gneisses.

From the Norwegian side of the national border descriptions of the gneisses SW of the mylonite zone are scarce. Hjelle (1963) gives some modal analyses and a brief description of rocks with a corresponding position from the area S. of L. Mjøsa, some 100 kms further NW. In most respects they seem to be comparable to the present gneisses.

### Petrography.

#### *Gneisses.*

The greater part of the map area is underlain by various gneissic rocks (Fig. 1) among which grey plagioclase gneisses are dominating areally. *The grey gneisses* are partly homogeneous rocks, partly veined or both types in alternation (see Fig. 2). Most common are veined gneiss with more or less parallel schlieren of quartzo-feldspathic material alternating with darker micaceous and, frequently, hornblende-bearing layers. The boundaries between the dark and light portions of the gneiss may be sharp, as on Fig. 2, or more diffuse and irregular. Augen gneisses are relatively common, especially in connection with red granites occurring as discordant or subconcordant veins or as larger bodies in the gneiss area (see map, Fig. 1). The augens consist of red microcline in most cases. From field observations and microscopic studies it has been inferred that the red granite (veins) and the formation of augens in the gneisses are younger than the foliation of the gneiss and the main regional metamorphism (see later). Gneisses with plagioclase augens are less common except for a smaller area surrounding a quartz-dioritic rock type at Magnor. *Red gneisses* occur within a broad central area about L. Helgesjøen tapering northwards. Grey gneiss is present in smaller parts of this area. A strong red-colouring along joints is apparently related to tectonization younger than the gneiss foliation. In rare cases veins of quartz, chlorite and,



*Fig. 2. Grey gneiss with concordant or subconcordant veins of quartz-plagioclase rock. The discordant veins sub-parallel with axial planes of folds are of granitic composition (red-coloured). 0,1 km W. of Bolfoss.*

occasionally, small amounts of pyrite have been observed in red or grey gneisses, partly orientated along the axial plane of folds younger than the gneiss foliation.

Neither in the grey nor the red gneisses have rock types of doubtless sedimentary origin been observed. Although the grey gneisses are frequently micaceous they are rarely as high in mica as to exclude other possible origins.

The mineral assemblage of the gneisses shows remarkable constancy from place to place. Even rocks with distinctly different appearances show to consist of nearly the same mineral associations, although with variable proportions between the minerals. The following assemblage is valid for the grey gneisses in general:

Quartz + plagioclase + biotite  $\pm$  potash feldspar  $\pm$  hornblende  $\pm$  almandine + magnetite and/or ilmenite  $\pm$  epidote (+ sericite + apatite  $\pm$  orthite).

Modal analyses of some typical specimens are listed in Table I, columns 1-8. Chemistry of a grey gneiss of the common type is found in Table II.



Table I.  
*Modal analyses of gneisses from the Magnor area.*  
 (1-8: Grey gneisses, 9-10: Red gneisses.)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Quartz	33	9	16	27	20	26	30	33	28	30
K-feldspar	5	5	3	2	—	3	—	1	39	36
Plagioclase <sup>1)</sup>	53	37	65	43	56	55	47	43	24	14
(% An)	(29)	(36)	(28)	(35)	(23)	(30)	(39)	(33)	(25)	(?)
Biotite <sup>2)</sup>	7	12	13	22	11	13	14	11	8	1
Hornblende	—	37	2	—	11	—	8	12	—	9
Garnet	—	—	—	1	2	1	—	—	+	+
Epidote										
+ orthite	1	+	+	3	+	+	—	—	—	1
Sphene	1	+	—	—	—	—	—	—	—	—
Apatite	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Magnetite										
+ ilmenite	+	+	1	1	+	2	1	—	1	1

Localities and numbers of the specimens: 1: G 18a/64 (Lindalen (Varden). 2: W1/64 (Breitjern (Varden). 3-4: W31/61 — Sv. 30/63, Skotterud. 5: T52/63, Holmsjøen. 6: T55/63, Kvernkroken. 7: T60/63, S of Mobekk. 8: K3/63, Bolfoss. 9: W2/64, Breitjern (Varden). 10: T53/63, Vangen (Holmsjøen).

Table II.  
*Chemical composition, CIPW norm and mode of typical grey gneiss, Vestmarka.*

	Wt %	CIPW (mol) norm	Mode
SiO <sub>2</sub>	61,80	Q	Quartz 19
TiO <sub>2</sub>	0,64	Or	Plagioclase 51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,02	Ab	(% An) (23)
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	An	
FeO	3,86	(% An) (42)	Biotite 13
MnO	0,17		Chlorite +
MgO	2,83	Di	Hornblende 11
CaO	5,76	Hy	Epidote 2
Na <sub>2</sub> O	3,76	Mt	Sericite 3
K <sub>2</sub> O	1,79	Il	Apatite +
H <sub>2</sub> O+	0,56	Ap	Calcite 1
H <sub>2</sub> O—	0,00	Cc	(Col. index) (30)
CO <sub>2</sub>	0,15	(Col. index) (16,2)	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11		
(Sum)	(99,74)		

Locality and number of anal. specimen: G1/64, 0,6 km W. of Ljøner, Vestmarka.  
 Analyst: P.-R. Graff.

1) Sericite and antiperthitic K-feldspar inclusions are included.

2) In some cases slightly chloritized.



The red gneisses have mineral assemblages nearly identical with the grey ones and differ from these mostly in the relative proportions of the chief minerals. Characteristic is the high amounts of potash feldspar in most specimens. Somewhat higher quartz contents as compared with the grey gneisses is also fairly obvious. Table I, columns 9–10, shows modal analyses of two typical red gneisses.

Some mineralogical details of the gneisses deserve special mentioning, above all the presence of antiperthitic inclusions in the plagioclase in all the investigated thin sections (except one) of the gneisses.

The feldspars: In the grey gneisses the feldspar is chiefly *plagioclase*, composition varying between  $An_{23}$  and  $An_{40}$ , most frequently  $An_{30}$ – $An_{40}$ . Inverse zoning has been observed, but is not very pronounced. Twinning according to the following twin laws has been observed, mentioned in the order of importance: Albite, pericline and Carlsbad. Post-crystalline deformation is indicated by the presence of pericline twins and by occasional bending of twin lamellae. The most conspicuous feature of the plagioclases is the presence of *antiperthitic inclusions of potash feldspar* (Pl. Ia). The inclusions have the form of rods or they are of more equidimensional, box-like types. Size of the inclusions is mostly in the range 0,01 to 0,05 millimetres while the plagioclase hosts are from 1 to 2 millimetres in general. Striking is the uneven distribution of the potash feldspar in many plagioclases: It may be abundant in one part and absent in another part of the same plagioclase individual. In some cases concentration of antiperthitic inclusions is observed along some albite twin lamellae, each inclusion being more or less parallel to the twin boundary. Deviating trends of the rods are, however, frequently observable. A Widmanstätten system of orientation is less common.

In larger potash feldspar inclusions microcline twinning can be detected, but as a rule, however, twinning is not obvious. Within each plagioclase grain all potash feldspar rods usually show contemporary extinction or nearly so.

Generally spoken, the antiperthitic feldspars possess the various characteristics described by several authors (see later) as typical of antiperthite formed by exsolution.

Also within the red gneisses are found the antiperthites described above, although not to the same extent.

Myrmekitic texture is commonly developed along the borders of plagioclase grains. Antiperthitic inclusions have nowhere been observed

within the myrmekitic feldspar. In some cases the myrmekite is seen to occur where plagioclase border upon separate grains of potash feldspar, especially in the red gneisses; in the grey gneisses it is nearly equally as frequent where plagioclase borders upon quartz, hornblende or some other mineral grain.

In most thin sections the plagioclase can be seen to contain an unevenly distributed mass of sericite flakes. The sericitization never affects the potash feldspar rods. (As scapolite grains within some amphibolites are seen to have about the same birefringence as that of muscovite it might be suspected that some of the fine grained mass within the plagioclase in the gneiss also is scapolite, but as a rule, this seem not to be the case.)

Separate grains of *potash feldspar* are common, above all in the red gneisses, but also in small amounts in the grey ones (Table I). Microcline twinning is commonly present, but in many cases this twinning seems to be absent, the potash feldspar apparently being monoclinic. Measurements of  $2V$  on the untwinned feldspars, however, give values which group around  $60^\circ$  and  $80^\circ$ , respectively, thus indicating that triclinic as well as monoclinic feldspars (lowest values) may be present. Microperthite is frequently observable in both types of potash feldspar.

The *amphibole* shows the same characteristic features in all specimens: Pleochroism, Z: Bluish green, Y = X: light brownish yellow or slightly greenish. Extinction  $c/Z$  about  $15^\circ$ . The highest refraction index: 1,695–1,700, the lowest about 1,680.  $(- )2V$  is large, nearly  $90^\circ$ . Inclined dispersion: distinct to weak,  $r < v$ . The hornblende is short prismatic or irregular in shape, no signs of transformation into pyroxene or vice versa have been observed. In a few cases it is seen that inclusions of garnet in the hornblende are surrounded by an intervening zone of plagioclase. *The garnets* are everywhere small and rarely visible in hand specimen. *The biotite* shows a strong red-brown colour in the Z direction. *Magnetite* and *ilmenite* are present among the ore minerals. It is of interest that *sphene* has been observed only in the easternmost area towards the mylonite zone where also retrograde chloritization and formation of epidote are prevalent.



*Amphibolites and associated rocks.*

Amphibolitic boudins and lenses are common in the gneisses. Some greater occurrences of amphibolite are also present (Fig. 1). The shape and extension of these are largely corresponding to the positive anomalies on the aeromagnetic maps.

Border relations are seldom observable, but the amphibolites are apparently concordant in the gneisses. Occasionally a diffuse boundary against gneiss has been detected with increasing plagioclase and decreasing hornblende contents outwards in the amphibolite. These observations mainly concerns small lenses and boudins. The boundaries of the larger amphibolites are so seldom exposed that no conclusions can be drawn safely. There is, however, little reason to believe that there exist any differences in age or genesis between the larger and smaller amphibolites of this area. From Swedish literature it is known that amphibolites in the comparable gneisses occasionally have retained a core of pyroxene-bearing gabbroid or noritic character (see Magnusson et al. 1962 p. 11, for inst.). In the present area the greater amphibolites may partly show a more massive and coarse-grained texture in the central parts and might be termed hornblende gabbros. Remnants of pyroxene have not been detected but it should be born in mind that investigations are very limited. The only case where *pyroxene* has been observed is in an ultrabasic rock type from Myren, SW of Magnor. The rock is composed of diopsidic pyroxene and pale green amphibole. Lamellae of magnetite of exsolution type are abundant in the pyroxene (Pl. Ib) especially in the cores. They are mainly orientated parallel to the prismatic cleavages. The pyroxene is in a state of transformation into amphibole. The ore minerals are present also in the amphibole, but orientation is less regular and they are usually more irregular in shape than within the pyroxenes.

The normal amphibolites are, mineralogically, characterized by high contents of andesinic plagioclase and hornblende, less important amounts of biotite, calcite, sericite, apatite, occasional epidote and some ore mineral are present. *Scapolite* is significant in some specimens (Pl. II a). According to the optical properties it is a meionite,  $3 \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot \text{CaCO}_3$ . Birefringence and interference colours are about the same as for the muscovite (sericite). Secondary alteration of the scapolite into plagioclase (comp. unknown) and calcite along cracks has been observed in a few cases. *The plagioclase* is normally an

andesine about  $An_{40}$  with inverse zonation pronounced in some cases. Usually there is a thin rim of more basic plagioclase, up to  $An_{52}$  has been measured. *The hornblende* is normally rather pale blue-green in the Z direction, axial angle  $2V_x$  nearly  $90^\circ$ , extinction angle  $c/Z$  varying, but high:  $19-28^\circ$  and the highest refraction index (determined in only 2 cases) between 1,690 and 1,700. The high Al content of the amphibolites taken into account (Table III) it seems probable that the hornblende, too, is high in  $Al_2O_3$ . Engel & Engel (1962) found in high grade metamorphism (amphibolite facies – granulite facies) the Al content of hornblende to be largely depending on the Al content of the rocks in question.

Other minerals of the amphibolites do not deserve special mention.

The chemistry of the common amphibolites is enlightened by two chemical analyses, listed in Table III. As shown by this table the amounts of  $Al_2O_3$  are exceptionally high, especially in no. 2. The latter specimen is from the border facies of the amphibolite boss at Knutbro, N. of Vestmarka. *Some exchange of material with the adjoining gneiss* might be inferred from a comparison with no. 1, this specimen taken more centrally in a comparable amphibolite from Setskog (adjoining map sheet). Some supply of K, Na, Ti, Al and Si (?) and loss of Ca + Mg could be suggested.

#### *Unfoliated red granite.*

Red granite is relatively frequent within the gneisses. A fairly large area of granite is found close to the Swedish border at Aurbakk. Elsewhere red granite is mostly present as discordant or subconcordant veins, for instance in the western part of the map area by L. Skjervangen. It is supposed that the veins and the larger granite are comparable in time and genesis, though decisive proofs are lacking. Not seldom are the veins orientated parallel with the axial plane of asymmetric folds (see Fig. 2) or with slides (fold-faults). Inclusions of grey gneiss and hornblende-rich rocks in the granite have been observed in a number of localities, mainly within the veins. The inclusions in usual show the same orientation of foliation as the adjoining gneiss.

Texturally the red granites are frequently more fine-grained than the gneisses being fine-to medium-grained in the usual case. Pegmatitic variants are, however, by no means absent. With the present know-



Table III.  
Chemical compositions, CIPW norms and modes of 2 amphibolites.

	Wt %		CIPW (mol) norms		Modes	
	1	2	1	2	1	2
SiO <sub>2</sub>	48,57	49,23	Or	4,5	31,0	42,0
TiO <sub>2</sub>	0,43	1,16	Ab	25,7	(40)	(40)
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,15	21,05	An	35,8		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,61	2,79	(% An)	(58)		
FeO	6,11	4,93	Ne	1,4	0,8	+
MnO	1,08	0,20			—	+
MgO	8,56	4,09	Ol	19,4	61,6	42,1
CaO	10,10	8,34	Di	10,8	0,8	—
Na <sub>2</sub> O	3,14	4,38	Mt	1,6	5,6	10,5
K <sub>2</sub> O	0,76	1,34	Il	0,6	—	2,4
H <sub>2</sub> O+	1,21	1,62	Ap	—	—	1,5
H <sub>2</sub> O—	0,00	0,02	Cc	0,2	—	1,0
CO <sub>2</sub>	0,05	0,40	(Col. index)	(32,6)	0,2	1,0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,30			(69,0)	(58,0)
(Sum)	(99,81)	(99,86)				

Localities and numbers of analysed specimens: 1. K4/63, Sotsjœen, Setskog. 2. G6/64, Knutbro, Vestmarka. Analyst P.-R. Graff.

ledge there is no reason to assume any differences in age or in genesis between the pegmatite veins and the granites.

Microscopic investigations of the granites are restricted to some few thin sections and powder preparates: The common red granite is composed of quartz, potash feldspar and plagioclase with small amounts of muscovite (mostly as sericite), biotite (frequently chloritized), apatite, epidote and ore minerals (pyrite etc.). *The potash feldspar* is in all cases microcline with the common twinning, and slightly microperthitic. *The plagioclase* is partly a sericitized oligoclase with scattered antiperthitic potash-feldspar rods. Surrounding the oligoclase is always a rim of clear albite, free of sericite inclusions (Pl. II b). The plagioclase with antiperthite is partly found as small inclusions within microcline, also in those cases with a rim of albite.

In the red pegmatite veins the oligoclase is replaced by (sericitized) albite and a higher amount of epidote than usually found in the granite.

The chemistry of a typical red granite vein is shown in Table IV. Attention is drawn to the high SiO<sub>2</sub> content.

Table IV.

*Chemical composition, CIPW norm and mode of red, unfoliated granite vein.*

	Wt %	CIPW (mol) norm	Mode	
SiO <sub>2</sub>	78,58	Q 41,4	Quartz	46
TiO <sub>2</sub>	0,08	Or 35,5	Microcline	37
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,10	Ab 17,0	Plagioclase	15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,56	An 4,0	(% An)	(25)
FeO	0,41	(% An) (19)		
MnO	0,04	C 0,3	Biotite <sup>1)</sup>	1
MgO	0,28		Muscovite	1
CaO	0,89	Hy 0,8	Ores	+
Na <sub>2</sub> O	1,82	Mt 0,6	Apatite	+
K <sub>2</sub> O	5,84	Il 0,2	(Col. index)	(2)
H <sub>2</sub> O+	0,41	Cc 0,2		
H <sub>2</sub> O—	0,00	(Col. index) (1,8)		
CO <sub>2</sub>	0,05			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04			
(Sum)	(100,10)			

<sup>1)</sup> Including some chlorite.

Locality and number of anal. specimen: G2/64 Skjervangen. Analyst: P.-R. Graff.

### Mineral facies.

As described in the petrographical part the following assemblage is generally characteristic of the gneisses: Quartz + plagioclase + biotite  $\pm$  hornblende  $\pm$  almandine  $\pm$  potash feldspar  $\pm$  epidote. According to Turner & Verhoogen (1960) this mineral association can be met with in most parts of the almandine-amphibolite facies. However, the petrographical description gives some further information: The frequent presence of plagioclase of andesine composition (up to An<sub>40</sub>) and with only small amounts of, or no, epidote points to a metamorphism in the upper part of the almandine-amphibolite facies. At the same time the gneisses possess several features characteristic of, or common in rocks formed during granulite facies conditions:

- a) Antiperthite of the exsolution type is commonly present.
- b) The potash feldspars partly have a monoclinic appearance (absence of microcline twinning). Microperthitic texture is frequent.
- c) Sphene is absent in the gneisses apart from those which are most strongly affected by retrograde metamorphism along the mylonite zone. Ilmenite is taking its place in some rocks.

Some comments on these features seem warranted:

a) Antiperthite, much resembling the type described in this paper, is interpreted as a result of exsolution processes by several authors, for instance Sen (1959), Hubbard (1965), Philpotts (1966) and Carstens (1967). Smithson (1963) described antiperthites much alike the present ones, from the Flå granite, Precambrian of S. Norway but interpreted them as replacement features. The antiperthites described by Smithson for instance show the same erratic distribution within single grains as in the present area. As arguments in favour of a replacement origin Smithson mentions the amounts of K-feldspar (some grains are mesoperthitic), the erratic occurrence and the preference for the K-feldspar patches to follow the plagioclase twin lamellae. In the Magnor area the amounts of antiperthitic inclusions are never as high as to exclude the possibility of exsolution. Concerning the erratic distribution and preference for plagioclase twin lamellae Carstens (1967) has shown both features to be matters of nucleation possibilities and no proof of replacement. Moreover, replacement ought to start in the outer parts of the pre-existing minerals coming in the best contact with introduced material. Antiperthitic potash feldspar is, however, in the



present rocks no more common in the outer parts of the plagioclase hosts than in the cores. Other features, indicative of replacement, like K-feldspar veinlets in the plagioclase, for instance, have not been observed. The present writer, therefore, do not hesitate to term the present antiperthites as most probably formed by exsolution processes. As pointed out by the cited authors antiperthite of this type is typical of granulite facies rocks.

b) In the description of the pyroxene-granulite subfacies Turner & Verhoogen (1960, p. 555) express the following view: "Microperthitic structure is characteristic of the alkali feldspar and the plagioclase similarly tends to be antiperthitic". Microperthitic texture is not, however, restricted to rocks of the granulite facies and is no decisive feature in the discussion of facies.

Monoclinic potash feldspar occurs also in the uppermost part of the almandine-amphibolite facies (sillimanite-almandine-orthoclase subfacies) (see Heier, 1957).

c) The absence of sphene is striking and in accordance with the usual granulite facies assemblages. "Rutile is common in acid, and ilmenite in basic assemblages; sphene is invariably absent". (Turner & Verhoogen, 1960, p. 555). Ramberg (1952, pp. 72-73) considers sphene as stable in natural assemblages up to "the border field between amphibolite facies and granulite facies".

*Although the gneisses thus show some features typical of granulite facies rocks, the mineral assemblage in general undoubtedly belongs to the almandine-amphibolite facies.* Pyroxenes, always present in granulite facies rocks, are completely lacking in the gneisses. There is no indication, either, that the hornblende encountered was formed by transformation of pyroxenes. It is thus in best agreement with the observed facts to assume that the gneisses were formed during metamorphism in the upper almandine-amphibolite facies. The absence of a mineral like sillimanite, characteristic of the upper part of almandine-amphibolite facies, is readily explained by the chemistry of the gneisses (Table II): They were probably not high enough in Al content and/or too high in Ca to allow the formation of Al-silicates.

Observations in the basic rocks support the above conclusions of the metamorphic facies: The amphibolite assemblage plagioclase + hornblende  $\pm$  biotite  $\pm$  almandine belongs to the almandine - amphibolite facies. The presence of andesinic plagioclase, about An<sub>40</sub> with inverse zoning and rims of composition up to An<sub>52</sub>, indicates that the



amphibolites were metamorphosed in the upper part of this facies. The association diopside + hornblende in an ultrabasic rock type points in the same direction. Also in these rocks, however, some features characteristic of the granulite facies have been detected: Abundant exsolution lamellae of magnetite in the pyroxene of the ultrabasic rock is a common observation in charnockitic rock types according to Carstens (personal communication). The scapolite encountered in some amphibolites is another feature frequently found in granulite facies areas. According to Turner & Verhoogen (1960): "Scapolite commonly accompanies or substitutes for plagioclase". However, as scapolite may occur also in rocks of a lower facies, the importance of its presence is doubtful.

The assemblage quartz + microcline + biotite (chloritized) + epidote  $\pm$  muscovite of *the red, unfoliated granites belongs to the lower part of the almandine-amphibolite facies or even lower facies*'. The antiperthite occasionally found is looked upon as a remnant from the gneisses outside the granite veins (see petrographical description and following comments). It has not been observed in the pegmatitic variants. It is worthy of note that the potash feldspar is always microcline in the granitic rocks.

#### Discussion of some genetic problems.

Most rocks of the present area (gneisses, amphibolites) are evidently products of regional metamorphism in the upper part of almandine-amphibolite facies. Antiperthitic feldspar in the gneisses is supposed to have been formed by exsolution as a consequence of falling temperature. Its abundance in granulite facies rocks (literature cited in the preceding chapter) of other areas might be taken as an indication of a previously higher facies also in the present gneisses. However, the absence of any sign of pyroxenes having been a member of an earlier granulite facies assemblage makes such a suggestion less probable. Moreover, inverse zoning of the plagioclases testify to the formation of the rocks by *progressive regional metamorphism*. This is especially abundant in some amphibolites but is also fairly obvious in the gneisses. Most probably, therefore, the assemblages present reflect the peak of metamorphism in the area.

The red granites seem to be younger than the main metamorphism. This is shown by the mineral assemblages which point to a lower

temperature of formation than for the gneisses, and by inclusions of antiperthitic feldspar in the granite microclines. The granites are also younger than the gneiss foliation which supposedly is contemporaneous with the high-grade metamorphism of the area. In some localities it has been observed that *a folding episode separates the formation of the gneiss foliation and emplacement of the granite veins*: While the foliation is folded, granite veins are located along axial planes (Fig. 2) or slides related to these folds.

Inclusions of grey gneiss and amphibolite in the red granites are not observed to have been rotated in relation to the foliation of the surrounding gneisses. The granites in this respect show no typical magmatic appearance. To the writer it seems probable that they were formed metasomatically. The antiperthitic inclusions in microcline could be taken as further evidence of metasomatism if they are considered as remnants of the gneiss assemblages only partially altered by the *granitization processes*. The clear albite rims, surrounding the sericitized oligoclase, are probably the Ca-Na-feldspar stable at the time of granitization. Thus the oligoclase remnants are to be looked upon as armored relics of the high-grade assemblages. In the pegmatitic rocks the transformation process is complete as albite and microcline are there the only feldspars. At the same time the amount of epidote is increased.

Turning now again to the gneisses, their original composition and nature are uncertain. The "banding" in most cases must be supposed to be of metamorphic origin. Frequently it occurs in the manner of schlieren or concordant/subconcordant veins. Magnusson (1962, p. 9), declares (in translation): "The formation of veined gneiss ("slirgnejs") constitutes a process of dissolution and reorientation with considerable transport of material". On the other side he also asserts: "The rapid alternations of bands of different rock types are difficult to explain, if sediments and volcanic rocks are not included in this rock mass".

From a chemical point of view the grey gneisses undoubtedly have their parallels among sedimentary as well as igneous rocks. This is demonstrated by Table V where a grey gneiss is compared with an andesite and the average greywacke composition. The similarities with both rock types are obvious. Judged from the chemistry, therefore, an igneous and a sedimentary origin are thus about equally probable. Other decisive criteria have not been found: Primary features are absent; the "banding" in some of the gneisses can hardly be inter-

preted as of sedimentary origin until the presence of obviously meta-sedimentary layers among these bands have been proven beyond doubt. However, as small occurrences of quartzite and calcite marble have been detected within comparable Swedish gneisses (Magnusson, 1962, p. 11) *it seems possible, or even probable, that the grey gneisses of the Magnor area are also of sedimentary parentage*. Whether the composition is the original one, or, for instance, changed by metasomatic supply of Na and Ca, is not possible to decide with the present data. In the case of relatively unchanged composition of the gneisses, it is obviously comparable to that of greywackes.

The red gneisses may be the products of regional metamorphism of more arkosic rocks (if the grey gneisses are meta-greywackes) or their composition was determined by metasomatic alteration of the grey gneisses before the main metamorphism. They might also originate from granitic rocks eventually intruded in pre-metamorphic time. With the present state of knowledge it is difficult to find strong arguments in favour of any of the hypotheses outlined above.

The amphibolites most probably are *metamorphosed gabbros or norites* intruded previous to the main regional metamorphism. This appears from their shape and extension, homogeneous composition and absence of banding or any other feature characteristic of supracrustal rocks. In comparable Swedish areas (Magnusson, 1962, p. 11) cores of gabbro and norite have been described from some amphibolites.



Table V.

*Comparison of chemical composition of grey plagioclase gneiss (1), greywacke (2) and andesite (3).*

Wt %	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	61,80	64,7	63,16
TiO <sub>2</sub>	0,64	0,5	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,02	14,8	18,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	1,5	1,36
FeO	3,86	3,9	3,33
MnO	0,17	0,1	tr.
MgO	2,83	2,2	2,30
CaO	5,76	3,1	5,24
Na <sub>2</sub> O	3,76	3,1	4,06
K <sub>2</sub> O	1,79	1,9	1,16
H <sub>2</sub> O+	0,56	2,4	0,40
H <sub>2</sub> O—	0,00	0,7	0,10
CO <sub>2</sub>	0,15	1,3	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,2	0,14
(Sum)	(99,74)	(100,4)	(100,01)

1. Grey gneiss (see Table II, this paper). 2. Average of 23 greywackes (—S, SO<sub>3</sub>) after Pettijohn (1957, p. 307). 3. Pyroxene andesite (—BaO, SrO), Mt. St. Helens, Washington. Turner & Verhoogen (1960, p. 285).

### Conclusions.

From the foregoing discussion and the petrographical description it can be concluded:

- a) The gneisses of the area most probably represent metamorphosed (and metasomatized?) sediments.
- b) The amphibolites are metamorphosed basic intrusives.
- c) The regional metamorphism of gneisses and amphibolites took place under the conditions of the upper almandine-amphibolite facies.
- d) Red granites were formed by granitization processes (K-metasomatism) subsequent to the main regional metamorphism.
- e) A folding episode separates the formation of granites from the regional metamorphism.
- f) Retrograde formation of chlorite, epidote and sphene is related areally to the mylonite zone and is probably the youngest event in the history of the area.



### Acknowledgements.

Dr. H. Carstens and State geologist Th. Sverdrup are both thanked for critical reading of the manuscript.

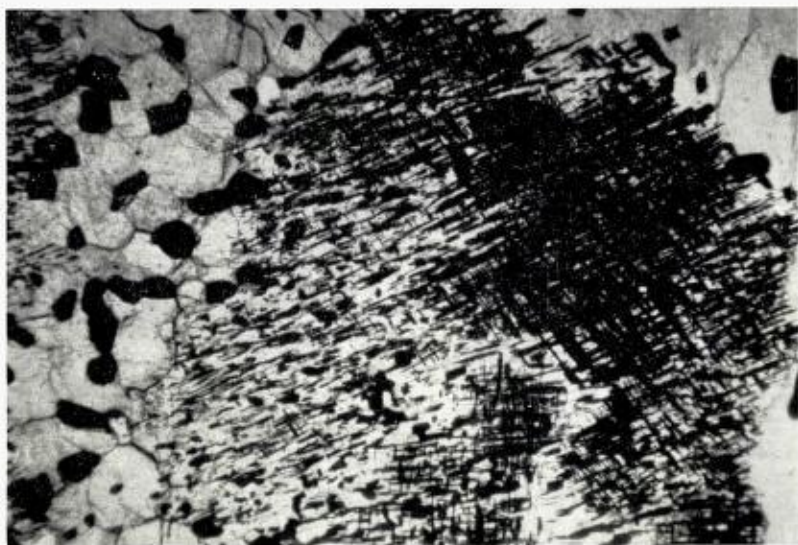
### List of references:

- Carstens, H.*, 1967: Exsolution in ternary feldspars. I. On the formation of anti-perthites. *Beitr. Min. Petr.* Vol. 14, pp. 27—35.
- Engel, A. E. & Engel, C. G.*, 1962: Hornblendes formed during progressive metamorphism of amphibolites, northwest Adirondack Mountains, New York, *Bull. Geol. Soc. Am.* 73, pp. 1499.
- Gvein, Ø.*, 1967: Kongsvingerfeltets geologi (NGU, this issue).
- Heier, K. S.*, 1957: Phase relations of potash feldspar in metamorphism. *J. Geol.* 65, pp. 468—479.
- Hjelle, A.*, 1963: Noen observasjoner fra grunnfjellsområdet mellom Randsfjorden og svenskegrensen. *NGU* 223, pp. 118—126.
- Hubbard, F. H.*, 1965: Antiperthite and mantled feldspar textures in charnockite (enderbite) from S. W. Nigeria. *Am. Min.* Vol. 50, pp. 2040—2051.
- Magnusson, N. H.*, 1937a: Den centralvärmländska mylonitzonen och dess fortsättning i Norge. *GFF* 59, H. 2, pp. 205—228.
- 1937b: Beskrivning till kartbladet Forshaga. *SGU*, Ser Aa 179.
- et. al. 1957: Karta över Sveriges berggrund (Pre-Quaternary rocks of Sweden). *SGU*, map 1:1 mill.
- et. al. 1962: Beskrivning till karta över Sveriges berggrund. *SGU*, Ser. Ba 16.
- Pettijohn, F. J.*, 1957: *Sedimentary Rocks*. Sec. Edition. New York. Harper & Brothers.
- Philpotts, A. R.*, 1966: Origin of the anorthosite-mangerite rocks in southern Quebec. *Journ. Petr.* 7. part, 1, pp. 1—64.
- Ramberg, H.*, 1952: *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. Univ. Chicago Press.
- Sen, S. K.*, 1959: Potassium content of natural plagioclases and the origin of anti-perthites. *Journ. Geol.* 67, pp. 479—495.
- Smithson, S. B.*, 1963: Granite studies II: The Precambrian Flå granite, a geological and geophysical investigation. *NGU* 219, pp. 1—212.
- Turner, F. J. & Verhoogen, J.*, 1960: *Igneous and metamorphic petrology*. New York, McGraw-Hill.

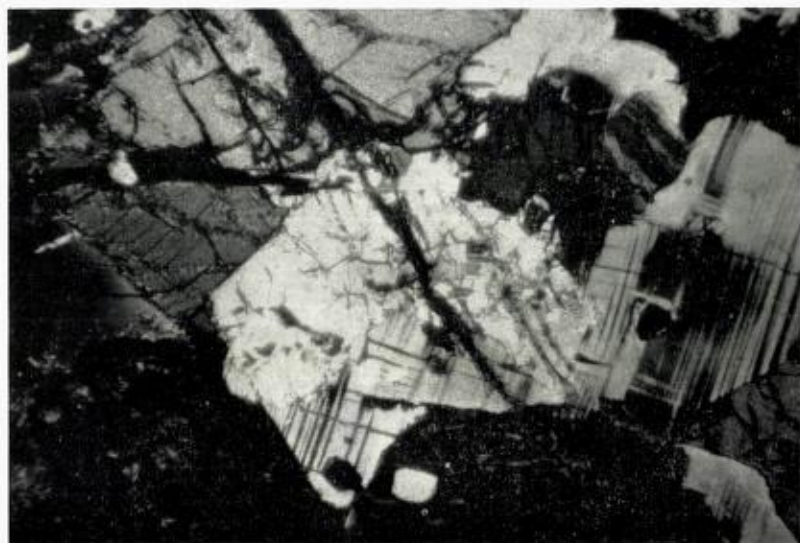




*Pl. I a. Antiperthite (in grey gneiss) located along the albite twin lamellae. Deviating trend of one rod of potash feldspar (central in the picture). (+nic., 100x.)*



*Pl. I b. Exsolution lamellae of ore minerals in two directions in diopside. The lamellae are more narrow than the impression is from picture. Hornblende and magnetite surrounds the pyroxene. (100x.)*



*Pl. II a. Scapolite (centre of picture) in amphibolite, intergrown with plagioclase. Albite+pericline twinning are discernible in the plagioclase. Other grains are hornblende. The cracks (running diagonally) are filled with plagioclase + calcite. (+nic. 35x.)*



*Pl. II b. Microcline, oligoclase and quartz in red, unfoliated granite. Note sericitized oligoclase surrounded by rim of clear albite. Antiperthitic potash feldspar inclusions are visible in the oligoclase. (+nic. 35x.)*



## Innholdsfortegnelse

Abstract .....	27
Tidligere arbeider .....	27
Berggrunnsoversikt .....	29
Tektonikk .....	30
Foldning og forskifring .....	30
Oppsprekning og forkastninger .....	32
Petrografi .....	35
Suprakrustale bergarter .....	35
Leptitt .....	35
Feltspatkvartsitt .....	38
Hornblendeskifersonen gjennom Kongsvinger	39
Hornblendeskifer .....	40
Kvartskeratofyr .....	42
Veksellagret hornblendeskifer - kvarts albititt	42
Metagråvakke .....	45
Gneiser .....	48
Granittiske forskifrede øyegneiser .....	48
Glimmergneis .....	51
Kvartsdiorittisk gneis .....	52
Granitter .....	54
Alkaligranitt i den østlige granittsone .....	54
Alkaligranitt og kvartsalbititt i den nordlige	
del av den sentrale granittsone .....	57
Hastingsittførende granitt .....	60
Na-metasomatose .....	62
Konkluderende bemerkninger .....	63
Summary .....	64



### Abstract.

The rocks and tectonic features of the Kongsvinger area are described. The area consists of steeply dipping, probably isoclinally folded supracrustal rocks separated by granites, the latter in part being cataclastic and schistose. Fault zones in two directions, NW—SE and N—S are common. The main structural features are thought to be of Dalslandian age.

The supracrustal rocks consist of basic schists associated with quartz keratophyre, meta-graywacke, leptites and feldspathic quartzite. These rocks are considered to have been deposited in geosynclinal environments during the Dalslandian period.

In the northern central part of the area the quartz-feldspar rocks were albitized and chessboard albite originated by replacement of both microcline and plagioclase.

### Forord.

Som et ledd i kartleggingen av det SØ-norske grunnfjellsområde ble jeg i 1960 etter statsgeolog Thor L. Sverdrups forslag tildelt Kongsvingerområdet som hovedfagsfelt. Det foreliggende arbeid er et beskåret eksamensarbeid, dog noe supplert ved senere kartlegging. Feltarbeidet er foretatt somrene 1960—62 og en kortere periode i 1966.

Veiledere under hovedfagstudiet var professor Trygve Strand og universitetslektor Inge Bryhni, som jeg vil takke. Videre takker jeg statsgeolog Magne Gustavson for kritisk gjennomlesning av manuskriptet.

De kjemiske analyser er utført under ledelse av cand.real. Per-Reidar Graff. Fotograf Ingemar Aamo har bistått med det fotografiske arbeidet og tegning av figurer og kart er utført av frk. Astri Lund.

### Tidligere arbeider.

Det kartlagte felt ligger i det sydøstnorske grunnfjellsområde, ca. 10 mil øst for Oslo, på kartblad Kongsvinger (AMS 2015 II 1:50 000). Feltet tilhører den såkalte «Magnussons mylonittsone» og grenser mot et eldre gneiskompleks i sydvest.

Kjerulf (1871—1873, 1879) har beskrevet enkelte av hovedtrekkene i Kongsvingertraktens geologi, og understreker spesielt opptredenen av suprakrustale bergarter. I første rekke var det dog et oversiktsarbeid Kjerulf og hans assistenter utførte med en omfattende kartlegging over store deler av Hedmark fylke (arbeidskart NGU's bergarkiv).



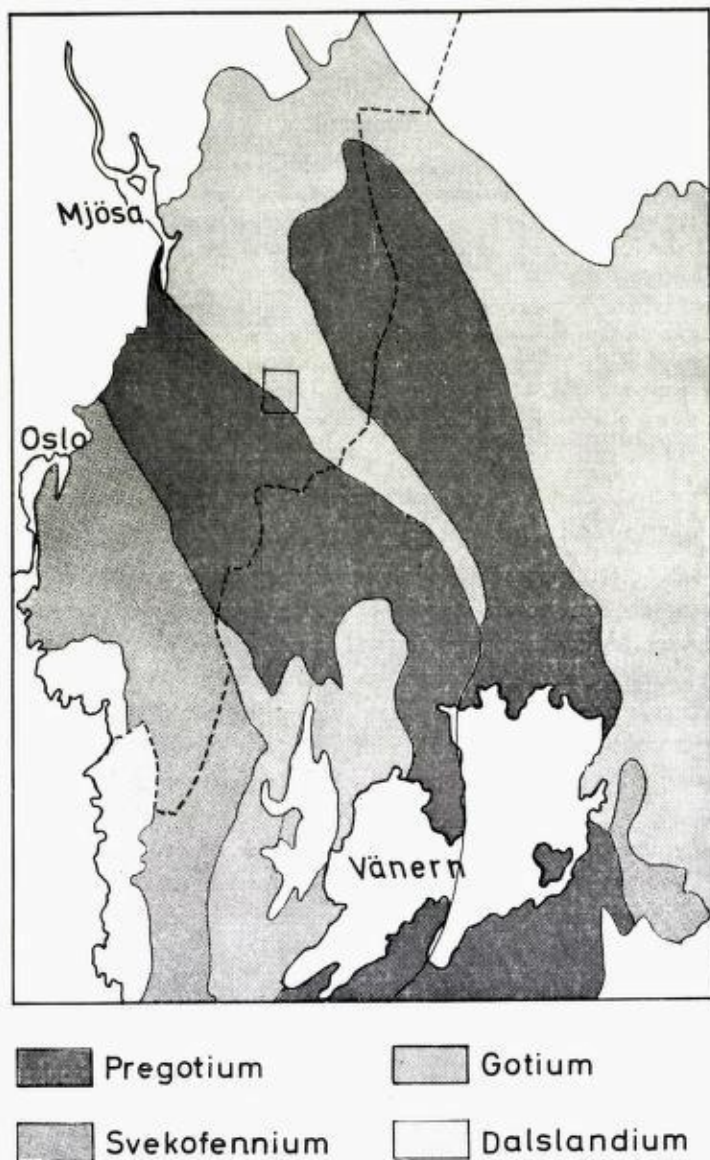


Fig. 1. Oversiktskart med utbredelsen av de prekambriske bergarter i SØ-Norge og SV-Sverige.

*The general view over the Precambrian rocks in SE Norway and SW Sweden.*

Etter Kjerulfs tid har det vært liten interesse for disse strøk, og det neste bidrag til området geologi kom først ved Magnusson (1937). Etter å ha arbeidet på nordsiden av Vänern (1937, 1933) fulgte Magnusson «Den Central-Värmländska Mylonitzonen» fram til Mjøsa. Denne sonen karakteriseres på svensk side ved:

- a) Nedknuste og forskifrede granitter der det undertiden inngår bedre bevarte partier.
- b) Suprakrustale bergarter: Kvarzporfyr, porfyritter og feltspat-kvartsitter.

På den norske side understreker Magnusson spesielt granitters og granittmylonitters opptreden.

Bergartene i «Den centralvärmländska mylonitzonen» viser stor likhet med de gotiske bergarter i Gillbergaskålen vest for Vänern (Fig. 1) og videre med bergartene i det store granittstrøk fra Vänerns NØ-side til Trysil og er derfor antatt å være av gotisk alder (Magnusson 1937).

Gneiskomplekset på kartblad Kongsvingers sydvestlige del er en fortsettelse av de pregotiske gneisene i Värmland. Disse gneisene hevdes å være eldre enn Stora Le-Marstrand-serien og dens fortsettelse i Østfold (Fig. 1) som på sin side er av antatt svekofennisk alder (Lundegårdh 1964).

Fra 1960 har geologer fra NGU kartlagt i Solørtraktene en kortere periode hvert år. Sverdrup (ikke publisert) har tegnet sammen en del av disse observasjonene, og de indikerer et noe annet forløp (Fig. 1) av de «gotiske» bergarter enn antatt av Magnusson. Sydgrensen er som tidligere, mens det i nord muligens kan være en direkte sammenheng med Trysilgranittene. Kjerulfs kart synes også å bekrefte dette.

Hjelle (1963) har på grunnlag av spredte prøver vurdert et profil mellom Randsfjorden og riksgrensen. Han påviser et betydelig fall i metamorfosegrad ved overgangen mellom gneiskomplekset i vest og de antatte gotiske bergarter.

Gustavson (1967) gir en oversikt over de pregotiske gneiser på kartblad Vestmarka som støter til Kongsvingerbladet i syd.

### Berggrunnsversikt.

Gneiskomplekset i sydvest består vesentlig av grå, biotittførende åre- og sliregneiser med enkelte amfibolittdrag og småpegmatitter. Langs grensen mot det yngre kompleks er gneisen muskovittførende og

tildels rik på dette mineral. Lengst i sydvest inngår granat som bestanddel. Ptygmatiske folder er vanlig i de mest kvarts-feltspatrike gneiser.

Gneisene er metamorfosert i høy amfibolittfacies, med fall til epidot-amfibolittfacies gjennom en tektonisk overgangssone med tiltagende forskifring mot det yngre kompleks.

Det yngre kompleks ligger konkordant mot gneiskomplekset og består av suprakrustalbergarter, gneiser og granitter. Suprakrustalbergartene utgjøres av leptitter, basiske skifre med keratofyrlag, feltspat-kvartsitter og glimmerrike feltspat-kvartsbergarter som er nærliggende å karakterisere som metagråvakker. Sonene med suprakrustalbergarter er atskilt ved granittbelter som tildels er sterkt forskifret. Hovedtypen av granitt er en rød alkaligranitt, stedvis omvandlet til kvartsalbititt. Videre opptrer et større massiv av en hastingsittførende granitt. Granittpartiene er makroskopisk massive i de sentrale strøk, men viser økende forskifring mot grensene til suprakrustalbergartene. Gjennomskjærende kontakter er ikke observert.

Henimot det eldre kompleks opptrer en sone av sterkt vekslende tektoniske øygneiser, ofte med leptittisk grunnmasse. Grensen markeres ved en horisontbestandig bergart av gråvakkarakter (se kartet). Kontakten mellom de to kompleks er over alt overdekket.

Av sikre gjennomsettende eruptivbergarter opptrer en plugg av alkaligabbro i den sentrale del av feltet, samt en lamporfyrgang ved en bresksjesone henimot grensen til åre- og sliregneisene. (Disse vil bli behandlet i en egen publikasjon.)

## Tektonikk.

### *Foldning og forskifring.*

Det er i første rekke forskifringen som setter sitt preg på feltet. Foliasjons(forskifrings)-retningen er parallell med bergartsgrensene, og med enkelte unntak, parallell med de suprakrustale bergarters lagning der denne kan påvises. Foliasjonen stryker NV-SØ over store deler av feltet, men med en markert dreining mot N-S i den østlige del. Fallet er middels til steilt mot NØ hhv. Ø. 116 målinger av foliasjonsplanet er lagt inn i diagrammet, fig. 2 a, og angir en mulig foldning med nær horisontalt beliggende foldningsakse.

Foldning av suprakrustalbergartene i stor skala er observert i to områder:



1. Ved feltspatkvartsittens utgående øst for Åbogen i den sydøstlige del av feltet. Feltspatkvartsitten som fra nord framtrer som *en* sone, åpner seg i en synform i dette området, med foldningsakse som faller ca.  $20^\circ$  mot NNV. Sonen videre mot NV utgjør således en isoklinalfold, overfoldet mot SV.
2. Der feltets sentrale granittparti har en utløper på nordsiden av Glomma bøyer den overliggende hornblendeskifer om og faller her  $15^\circ$  mot NV.

I granittene er mylonittgneisfoliasjon<sup>1)</sup> et gjennomgående trekk. Denne struktur er mest markant langs granittenes grenser, spesielt ved den østlige granittsones vestgrense (Vingersjøen—Åbogen). Her endrer bergarten karakter gjennom en overgangssone på ca. 50 m fra middelskornet mylonittgneisgranitt til en finkornet/tett, sterkt parallellstruert bergart. (Denne bergart er ingen egentlig mylonitt, idet den er betydelig rekrySTALLISERT.)

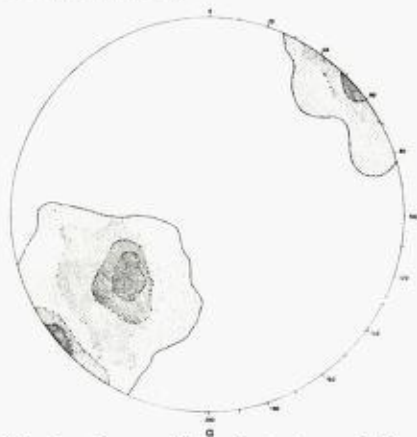


Fig. 2a. Den romlige orientering av foliasjon og skifrigbet. Schmidts nett. Undre halvkuke. Konturer: 1; 4, 5; 9 og 13 prosent. 116 målinger.

The orientation of foliation and schistosity. Equal area projection, lower hemisphere. Contours: 1, 4, 5, 9 and 13 per cent. 116 observations.

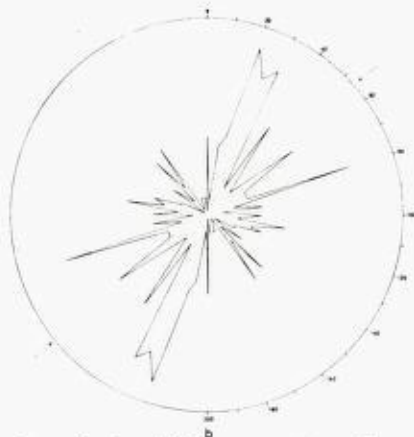


Fig. 2b. Sprekkediagram. 151 målinger av vertikale eller steiltstående sprekkplan. Hovedstressretning angitt.

Joint diagram. Vertical or steep joints. 151 observations. The main stress direction is indicated.

<sup>1)</sup> Med mylonittgneis menes etter Quensel (1916 s. 99) en forskifningsstruktur utviklet ved samtidig kataklase og omkrystallasjon, der særlig kvarts og mørke mineraler er omkrystallisert og orientert parallelt forskifningsplanet mens bergartenes øvrige mineraler bærer preg av mekanisk knusing.

### *Oppsprekking og forkastninger.*

Sprekkeretningene i feltet er angitt i diagram, fig. 2 b. Sprekkeplanene står steilt og er vanligvis uten mineralbelegg. Diagrammet viser at de sterkeste konsentrasjoner er gruppert som skjærsprekker i forhold til hovedstresset under foldnings- og forskiftingsfasen.

Et langt mer dominerende trekk i feltet er de mange breksjesoner som setter sitt preg på topografien som markerte forsenkninger i terrenget. Breksjesonene løper i to hovedretninger: NV-SØ og N-S (Fig. 3). Kartbildet viser klart horisontalforskyvningene etter N-S retningen. Suprakrustalbergartene gjennom Kongsvinger indikerer ved sin begrensning mot forkastningssonene langs Vingersjøen og gjennom Kongsvinger by at N-S retningen også har hatt en vertikal komponent.

Breksjen som stryker langs Bæreias sydvestside er den best blottlagte av de NV-SØ gående breksjene. Denne skjærer bergartsgrenser og foliasjon under en liten vinkel. En bergartssone som består av hornblendeskifer og kvartsalbititt i vekselagring synes å fortsette ganske ubrutt gjennom breksjesonen, hvilket tyder på liten bevegelse langs sonen.

Aldersforholdet mellom forkastningsretningene fremgår ikke klart i felt.

Breksjene er minnerfattige. Bindematerialet består av kvarts, kalkspat og undertiden hematitt. Den sekundære kvarts viser undulerende utslukning. I en breksjesone på østsiden av Vingersjøen lok. (26. 0; 20, 5) opptrer druseromdannelse av blek amethyst, røkkvarts og rosenkvarts. Stilbitt er påvist i en N-S breksje i de grå gneiser ved lokalitet (17. 0; 6, 3).

Den eneste påviste lokalitet av egentlig mylonitt ligger i en breksjesone nord for Kabberudtjernene ved lok. (25. 4; 25, 7). Her opptrer en flintaktig mylonittisk kvarts-feltspatbergart gjennomført av årer av ultramylonitt (Foto 1).

Det er en nær sammenheng mellom granittsonenes form og forløpet av de suprakrustale bergarter. Granittenes forskiftingsplan er videre parallelt med akseplanet i isoklinalfolden som er påvist i den sydlige del av suprakrustalsonen gjennom Kongsvinger. Foldningen — eller den siste del av foldefasen — og forskifringen er derfor sannsynligvis samtidige. Den sterke forskifring av granittene, spesielt den østlige granittsone tyder på kraftige bevegelser, muligens en oppskyvning av granitten



Fig. 3. Breksjesoner på kartblad Kongsvinger. Hel strek — observert breksje, stiplet strek — antatt breksje etter terrengformasjonene.  
 Breccia zones on the map AMS Kongsvinger. Full line — observed breccia, broken line — probable breccia.



mot sydvest. En mulig tolkning ligger da i å anta en nedfoldning av suprakrustalbergartene i eldre basalgranitter, som så er skjøvet opp.

Forkastningene som er gjenspeilet i breksjonene i NV—SØ retning, parallelt eller subparallelt bergartsgrensene, synes å være dannet i det samme stressfelt som har gitt foldninger og forskifring. N—S forkastningene som danner ca.  $45^\circ$  med retningen for hovedstresset er det mer nærliggende å se i sammenheng med de permiske forkastninger i Oslofeltet. Hjelle og Bryn (1961) har undersøkt en kullblendeførende, N—S-strykende breksje ved Glomma ca. 3 mil nord for Kongsvinger og antyder at dette er en mulig fortsettelse av Rendalsforkastningen, som er antatt å være av permisk alder. (Holmsen og Oftedahl 1956.) Forkastningen langs Glomma ved Kongsvinger er antagelig fortsettelsen av den som Hjelle og Bryn har beskrevet.

N—S-forkastningene kan dog også være eldre og brutt opp igjen i permisk tid.

Det tektoniske bildet viser mange likhetspunkter med den dalslandske tektonikk på kartblad Vårvik (Larsson 1956), ca. 10 mil syd for Kongsvinger. Her opptrer dalslandske suprakrustalbergarter i synklinale restpartier i et underlag av gotiske granitter og -suprakrustalbergarter. Området grenser i vest mot åregneiser tilhørende Stora Le—Marstrandformasjonen. Den nedenstående sammenstilling viser den tektoniske utvikling i henholdsvis Vårvik- og Kongsvingerområdet.

Vårvik	Kongsvinger
1. Foldning etter N—S strykende nær horisontal foldningsakse.	1. Folding etter NV—SØ (hhv. NNV—SSØ) strykende nær horisontal foldningsakse.
2. Overskyvning i direkte tilknytning til foldninger, mot øst i vest og mot vest i øst. Utvikling av kataklastiske strukturer.	2. Oppskyvning mot sydvest i tilknytning til foldning. Utvikling av kataklastiske strukturer.
3. Blokkbevegelser. Forkastninger vesentlig med horisontale komponenter. Retning NØ—SV i vest og NV—SØ i den østlige og sentrale del. Sistnevnte dreier mot nord i den nordlige del.	3. Forkastninger NV—SØ og N—S retning, der N—S retninger har både vertikale og horisontale komponenter.

## Petrografi.

### Suprakrustale bergarter.

Suprakrustalbergartene opptrer i 4 atskilte soner med sonen gjennom Kongsvinger som den dominerende. Noen stratigrafisk inndeling er det ikke mulig å angi på det nåværende stadium.

#### *Leptitter.*

Geijer (1944, s. 734) gir følgende definisjon av leptitt. «En metamorf (omkristalliserad) suprakrustal bergart, med approximativt granitisk sammensætning, som har en sekundær kornighet emellan 0,03–0,05 mm som undre gräns och 0,5 (–1,0) mm som övre, bortsett från eventuellt förhandenvarande relikta strökorn».

Bergartene, som her er kalt leptitt, faller inn under denne definisjon med unntagelse av undre korngrense som er 0,02 mm.

Leptitt opptrer i en 300–500 m mektig sone fra breksjen syd for Kongsvinger og sydøstover. Videre er det observert leptitt i mindre blotninger vest for Malmerfjell og i en sone med vekslende bergartstyper nord for Kongsvinger.

Sydøst for Kongsvinger er leptitten ofte foliert og kan makroskopisk vise stor likhet med forskifrede og nedknuste granitter. Porfyriske innsprengninger av kvarts og feltspat (Foto 5) er imidlertid vanlig i den del av sonen som ligger nord for Hørsjøen. Mineralsammensetning og mengdeforhold av to prøver er angitt i tabell 1.

Mikroskopiske undersøkelser viser blastoporfyrisk struktur med innsprengninger av kvarts og feltspat. Fenokrystallene av feltspat er vanligvis sprukne og oppdelt, mens kvarts-fenokrystallene oftest er rekrystallisert til aggregater av suturert kvarts. Grunnmassen er allotriomorf jevnkornet med kornstørrelse  $\sim 0,02$  mm. Foliasjonen er markert ved muskovittflak og mørke bånd av epidot og titanitt (leukoksen). I sterkt forskifret leptitt er foliasjonen framhevet ved smale bånd der mineralkornene er uttrukket parallelt foliasjonen.

*Mikroklinperthitt* – flekkperthitt – utgjør endel av fenokrystallene, mens mikroklin, oftest uten tvillingdannelser, danner hovedmengden av feltspaten i grunnmassen. *Plagioklas* ( $An_{5-10}$ ) opptrer i fenokrystaller som er svakt saussurittisert og tildels sterkt serisittisert. Graden av omvandling øker med tiltagende forskifring.

T a b e l l 1.  
 Modalanalyser av leptitt (Vol. %).  
 (Modal analyses of leptite.)

		I	II
	Perthitt	1	2
Fenokrystaller:	Plagioklas ( $An_{5-10}$ )	5	3
	Kvarts	2	2
Grunnmasse:	Feltspat <sup>a)</sup>	48	36
	Kvarts	28	24
	Muskovitt	5	26
	Biotitt	2	x
	Kloritt	x	x
	Epidot	5	4
	Titanitt (leukoxen)	1	x
	Erts	1	1
	Apatitt	x	

I. Lite forskifret leptitt. (Almost massive leptite.)

II. Forskifret leptitt. (Schistose leptite.)

Leptitten grenser i vest mot amfibolgranitt. Direkte kontakt mellom bergartene er ikke påvist, men amfibolinnholdet i granitten opphører samtidig med en sterk nedknusning av bergarten inn mot grensen, som derfor tilsynelatende er tektonisk betinget.

I øst er den tilgrensende bergart hornblendeskifer. Øst for Vingersjøen er det kraftig breksjering langs denne grensen, der druseromsdannelser av amethyst, røkkvarts og rosenkvarts er vanlig. Lenger syd, øst for Hørsjøen, er grenseforholdene noe komplisert. (Fig. 4.) To mindre drag av feltspatporfyr opptrer her i veksling med utflikende deler av hornblendeskiferensonen. Disse dragene tynner ut mot NV. Feltspatporfyren er rød, svakt foliert og med idiomorfe fenokrystaller av mikroklinperthitt, unntaksvis svakt saussurittisert plagioklas. Biotitt (svakt klorittisert) og jernertser er hyppigere enn i kvartsporfyrene. Anslagsvis er mengdeforholdene: Fenokrystaller 15 %, feltspat i grunnmassen 55 %, kvarts 15 %. Mørke mineraler 15 %.

Umiddelbart over hovedsonen av leptitt (Fig. 4) følger en sone av en tett, foliert bergart som består av smale (1–10 cm mektige) kvarts-

- a) Farving av alkalifeltspaten (Chayes 1952) viser at mineralet utgjør hovedmengden av grunnmassens feltspat. (Staining of the specimens (Chayes 1952) indicates that microcline is dominating in the matrix.)



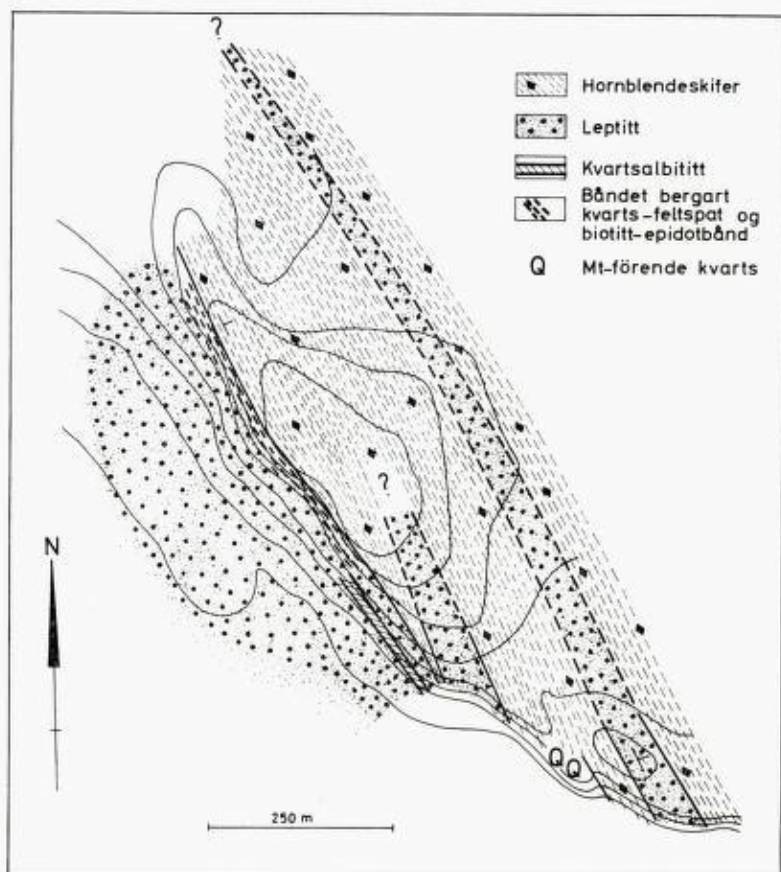


Fig. 4. Kartskisse over grenseområdet mellom leptitt- og hornblendeskiferen øst for Hørsjø.

Map showing the border-area between the leptite and hornblende schist zone east of Hørsjø.

feltpatrike og biotitt-epidotrike bånd i veksling. Mikroskopisk er disse bånd igjen ofte finere båndet grunnet vekslende kornstørrelse.

I mengdeforhold er biotitt og epidot tiltagende mot grensen til hornblendeskiferen (s. 40). Grensen er likevel skarp idet de mørke mineraler brått er overveiende i mengde. Hornblende kommer med som vesentlig bestanddel ved grensen.

Denne intense vekslingen mellom bånd av forskjellig mineralogisk sammensetning, tendensen i endringen av bergartens kjemi og varia-

sjonen i kornstørrelse, sannsynliggjør at vi her har en sedimentær overgangssone der primære trekk tildels er bevart.

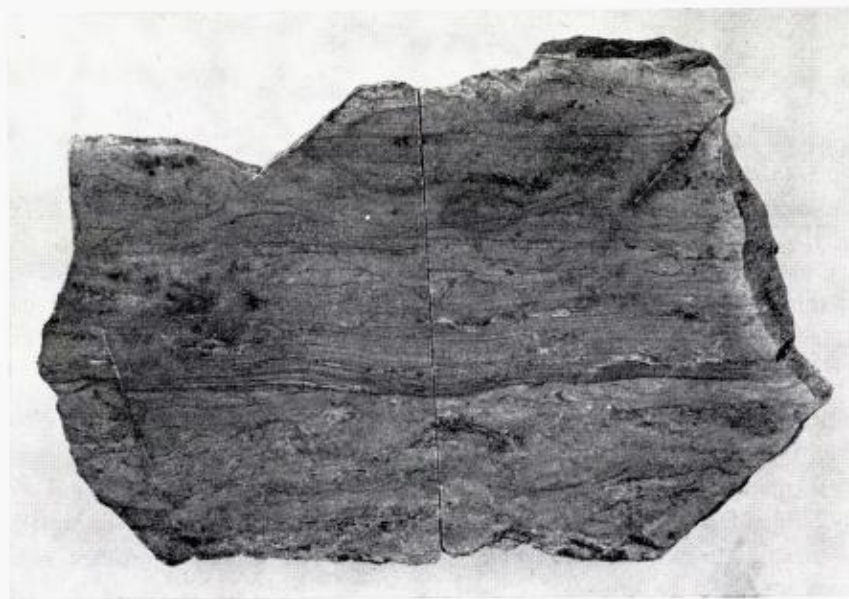
Som et mindre drag innenfor hovedsonen av leptitt forekommer en rød, fin- til middelskornet, sterkt foliert kvartsalbittbergart (Fig. 4). Parallelt med foliasjonen opptrer kvartsårer som veksler i mengde fra å dominere sonen til å mangle helt. Sonen er 10—15 m mektig, skarpt avgrenset mot leptitt på begge sider, men mindre kvartsårer er et typisk trekk også for sonens nærmeste omgivelser.

I strøkretningen mot NV er det tilsynelatende gradvis overgang til leptitt. I syd på kartskissen (Fig. 4) er det avmerket et lite område som består av magnetittimpregnert kvarts.

### *Feltspatkvartsitt.*

I den sydøstlige del av hornblende-skifersonen opptrer en sone av feltspatkvartsitt konkordant med den omgivende bergart. Mektigheten av den nordligste blotning er ca. 40 m og noe tiltagende mot syd. Sonen faller middels til steilt mot NNØ, men åpner seg som tidligere nevnt i en synform ved sitt utgående øst for Åbogen.

Kvartsitten er grå med en svak rødtone, finkornet til tett og laminert. Lamineringen forårsakes av vekslende kornstørrelse og utheves



*Fig. 5. Slumpingsstrukturer i laminert feltspat-kvartsitt.  $\times\frac{1}{2}$ .  
Slumping structures in laminated feldspathic quartzite.  $\times\frac{1}{2}$ .*

ved skikt av magnetitt. Ved enkelte lokaliteter spalter bergarten i cm-tykke heller etter svakt glimmerbelagte plan.

Syd for Langtjern er det enkelte steder funnet løsblokker av feltspatkvartsitten med relikte slumpingsstrukturer som trer fram på forvitret overflate (Fig. 5).

Bergarten er rekrystallisert og xenomorft kornet med kornstørrelse som varierer mellom 0,01 og 0,1 mm, men slik at kornstørrelsen er jevn innen hvert av de tynne lag. Denne variasjon synes derfor å gjenspeile et primært trekk.

Mineralsammensetningen av to prøver er gitt i tabell 2.

T a b e l l 2.

*Modalanalyser av feltspatkvartsitt.*  
(*Modal analyses of feldspathic quartzite.*)

Feltspat <sup>a)</sup>	47	36
Kvarts	33	49
Muskovitt	4	5
Biotitt	x	x
Magnetitt	11	6
Titanitt	4	1
Apatitt	x	x
Zirkon	x	x
Kalkspat	x	2

- a) Hovedmengden av feltspat er ved farving (Chayes 1952) bestemt til alkalifeltspat. (The major part of the feldspar is defined as microcline by staining.)

Feltspatkvartsittene må primært sannsynligvis ha vært et sediment av sand- eller silttype, da det i tillegg til de teksturelle kriterier ihvertfall stedvis er et høyt kvartsinnhold.

*Hornblendeskiferonen gjennom Kongsvinger.*

Med hornblendeskifer menes her en bergart som fører hornblende som hovedmineral, assosiert med epidot og sur plagioklas.

Denne sone består av sterkt vekslende suprakrustalbergarter der hornblendeskifer er en betydelig bestanddel. Biotitt- og kvartsfeltspat-rike skifre opptrer i veksling med hornblendeskiferen. Videre er det enkelte steder påvist kvartskeratofyr i lag eller lagerganger av inntil ½ m mektighet.



Sonen grenser i øst mot sterkt forskifret granitt etter en meget skarp og rettlinjert tektonisk grense. I sydvest (øst for Hærstjø) er det påvist en mulig gradvis overgangssone fra leptitt (s. 37). I syd synes hornblendeskiferen å forsvinne, antageligvis etter samme prinsipp som den omtalte feltspatkvartsitt ved at bergarten er foldet etter en svakt hellende akse mot NNV. Nord for Glomma bøyer sonen delvis rundt en framskytende granittarm som også er sterkt forskifret.

I hornblendeskiferen opptrer hyppig epidotslirer og kvartsårer parallelt foliasjonen. Kvartsårene fører ofte hematitt, sjeldnere svovelkis, kopperkis, bornitt og malakitt. I den sydøstlige del ligger *Duelia* jerngruver, tre små dagbrudd der hematitt opptrer i – og sammen med albititt.

Variasjonen innenfor sonen er usystematisk og forskjellig i forskjellige snitt såvidt det lar seg avgjøre under de herskende blottningsforhold.

I jernbaneskjæringene langs Vingersjøens vestsida opptrer fra syd hornblendeskifer. I den nordlige del finnes biotittrike partier og et ca. 10 m mektig lag av en kalkspat-hematittrik, finkornet bergart. Mikroskopiske undersøkelser av denne viser båndete ansamlinger av kalkspat parallelt foliasjonsplanet, men også enkeltkorn spredt i bergarten. Anslagsvis er mengdeforholdene 30 % kalkspat, 20 % hematitt, 40 % mikroklin og albittisk plagioklas, 10 % kvarts.

Syd for jernbanen og vest for Kongsvinger, mellom Glomma og Marikollen (lok. 37; 8) er sonens bergarter mer varierende enn i foregående snitt. Her er hurtige vekslinger mellom sterkt tektoniserte kloritt-epidot-plagioklas-kvartsskifre der mengdeforholdene mellom mineralene varierer innen vide grenser. Amfibol opptrer bare som relikter. Denne veksling gjelder for et tildels godt blottlagt felt over ca. 200 m mektighet mot granitten.

#### Hornblendeskifer.

Tabell 3, s. 41, angir en kjemisk analyse av finkornet hornblendeskifer fra nordsida av Glomma (lok. 39, 1; 7, 8). Epidotslirer og kvartsårer opptrer ikke her, og bergartens omvandling antas ikke å ha forårsaket vesentlige omvandlinger i kjemien. Mikroskopiske undersøkelser av analysestufen viser mineralsammensetning og mengdeforhold som angitt i tabell 3.

Bergarten har nematoblastisk tekstur med kornstørrelse 0,2–1 mm. *Albitt* ( $An_{5-10}$ ) opptrer i xenoblaster, av og til med albitt-tvillinger, men oftest i korn uten tvillingdannelser, med inneslutninger av berg-





## Kvartskeratofyr.

Med betegnelsen keratofyr forstås her en Na-rik salisk vulkanitt.

Ved lokalitet (22, 0; 19, 6) vest for Vingersjøen opptrer keratofyr godt bevart i et lag av  $\frac{1}{2}$  m mektighet.

Bergarten er porfyrisk utviklet med fenokrystaller av idiomorf-hypidiomorf sjakkbrettalbitt av størrelse ca. 2 mm, i en rekrystallisert grunnmasse av albitt og kvarts (Foto 6).

Muskovitt, biotitt, kloritt, erts og apatitt opptrer som aksessorier. Mineralsammensetningen i volumprosent:

Albitt i fenokrystaller	25 %
Albitt i grunnmassen	36 %
Kvarts	37 %

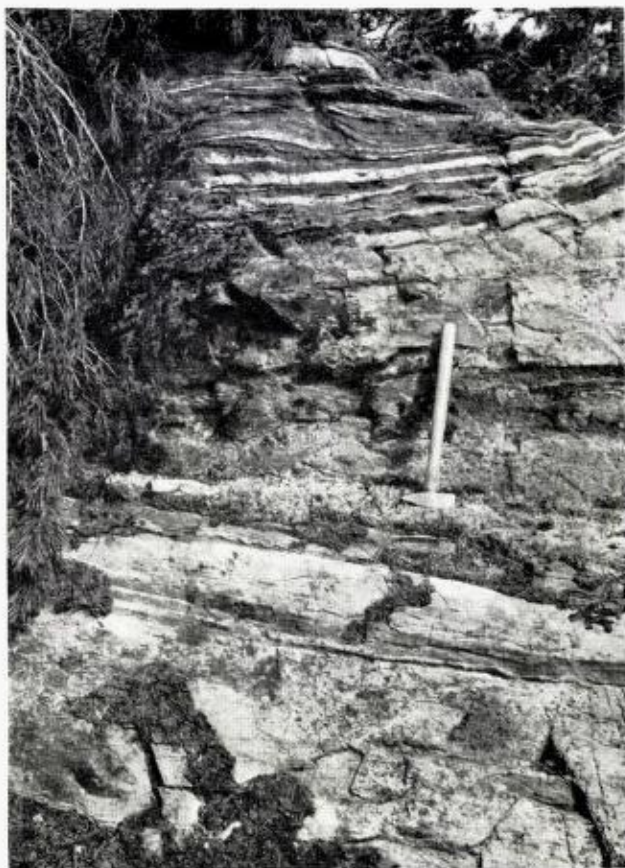
*Hornblendeskifer — kvartsalbititt i lagvis veksling.*

Vest for vannet Bæreia opptrer en bergartssone som er bygget opp av en lagvis veksling mellom hornblendeskifer og kvartsalbititt. Mek-tigheten av de enkelte lag er fra noen mm til flere m, og kan variere noe langs strøketningen (Fig. 6). I kvartsalbititten avtar kornstørrelsen med mektigheten av lagene, idet de tynneste lag er finkornede mens lag av over ca. 20 cm's tykkelse er fin- til middelskornede. Overgangen mellom de enkelte lag er skarp, og blandingsbergarter er ikke observert.

Foliasjonsplanet er parallelt med lagningen.

Mikroskopiske undersøkelser av hornblendeskiferen viser det samme mineralselskap (Tabell 4) som den beskrevne prøve fra sonen gjennom Kongsvinger (s. 41). I mengdeforhold er det imidlertid en relativt stor variasjon mellom mineralene. Kvartsalbititten består av sjakkbrettalbitt og kvarts, underordnet mikroklin og brun, noe klorittisert, biotitt. Aksessorier er epidot, titanitt, zirkon og erts. Grunnmassen utgjøres av kvarts i størrelse 0,05–0,2 mm, dels i mosaikk, dels noe suturert. Sjakkbrettalbitt opptrer i xenomorfe korn opptil 1 cm store, og viser ofte oppsprekking og mindre forskyvninger av de enkelte deler av kornene.

Sjakkbrettalbitten er nær ren albitt i sammensetning og de større korn inneholder tallrike inneslutninger av fingrynet kvarts. Undertiden opptrer plagioklas med kontinuerlige albittvillinger eller som partier i sjakkbrettalbitt, i optisk kontinuitet med denne.



*Fig. 6. Veksellagret hornblendeskifer og kvartsalbitt.  
Alternating hornblende schist — quartz albitite.*

Enkelte snitt av sjakkbrettalbitt er vanskelig å skille fra mikroklin uten tvillingdannelser, og alkaliinnholdet er derfor bestemt i 3 prøver (Tabell 4). Mineralenes mengdeforhold er beregnet på grunnlag av alkalianalysene med angivelse av de rene endeledde albitt og kalifeltspat.  $K_2O$  mengden som inngår i biotitt er beregnet på grunnlag av sliptellinger.



Tabell 4.

*Alkalianalyser og beregnet mineralsammensetning i kvartzalbititt (Vol. %).*

*(Alkali analyses and calculated composition in quartz albitite.)*

	I	II	III	IV
Na <sub>2</sub> O	6,94	5,77	6,21	
K <sub>2</sub> O	0,45	0,61	0,29	
Albitt (An <sub>0</sub> )	61	52	56	} 21 (An <sub>10</sub> )
Mikroclin	—	3	1	
Kvarts	34	43	41	—
Hornblende				53
Biotitt	4	1	1	6
Kloritt	x	x	x	?
Titanitt	x	x	x	8
Epidot	x	x	x	3
Erts	x	x	x	x

- I. Kvartzalbititt, fra den sentrale del av et ca. 10 m mektig lag, øst for Skitjern; lok. (28, 6; 6, 2).  
(Quartzalbitite, from the central part of a layer about 10 m thick, east of Skitjern, loc. (28, 6; 6, 2).)
- II. Kvartzalbititt fra grensen av ½ m mektig lag syd Skitjern lok. (27, 8; 6, 7).  
(Quartzalbitite from the border of a layer ½ m thick. South end of Skitjern loc. (27, 8; 6, 7).)
- III. Som II, den sentrale del av laget.  
(As II, the central part of the layer.)
- IV. Hornblendeskifer. (Hornblende schist.)

Kvartzalbitittens mineralsammensetning viser stor likhet med den vel bevarte kvarts-keratofyr fra suprakrustalsonen gjennom Kongsvinger, og synes rimeligst å tolke som en omvandlet kvartskeratofyr. Sjakkbrettalbititt er åpenbart en sekundær dannelselse og opptrer, inntil nå stedvis, som et omdannelsesprodukt av plagioklas med kontinuerlige tvillinglameller. Interessant nok er sjakkbrettalbititt i litteraturen kjent fra en rekke forekomster av keratofyr. (Se Battey 1955.)

Det er et tydelig slektskap mellom den her beskrevne bergartssone og suprakrustalsonen gjennom Kongsvinger. De to soner er atskilt i felt, og utviklingen kan ha vært noe forskjellig, men begge er karakterisert ved hornblendeskifer og albittrike bergarter.

*Metagråvakke.*

En bergartsserie av metagråvakkekarakter opptrer mot grensen til det eldre gneiskompleks, i to soner, atskilt ved øyegneis. Ved lokalitet (16, 19), sydvest for Sigenessjøen, er det også observert metagråvakke ved enkelte blotninger i et ellers sterkt overdekket område.

Den nordligste av de større sonene ser ut til å opphøre mot en forkastning i sydøst, men forholdene her er uklare. Både i nordvest og sydøst er den sydligste sonen forkastet, med en tydelig horisontal komponent.

Metagråvakkens grenseforhold mot det eldre gneiskompleks er ukjent idet grensen alltid finnes ved mindre forsenkninger i terrenget. Mot den tilgrensende øyegneis på nordøstsiden, er grensefacies kjent fra lokalitet (17, 5; 12, 0) øst for Speismarktjern. Øyne av mikroklinperthit begynner her å opptre ved en rettlinjet begrensnings og etter en overgangssone på 2–3 m er bergarten en øyegneis med grunnmasse som tilsvarer metagråvakken.

Metagråvakken er finkornet, mørk og massiv i de partier som ikke er tektonisk forskifret. Muskovittflak i 2–5 mm størrelse opptrer spredt, og er et typisk og lett synbart trekk ved bergarten. I enkelte smale soner er muskovitten anriket til en betydelig bestanddel. Undertiden opptrer også kvartsrike lag og videre enkelte tynne lag av hornblendeskifer.

Nord for Hornsjø ved lok. (8, 0; 22, 5) og nær grensen mot åre- og sliregneisene ca. 2 km SØ for kartgrensen, opptrer en metagråvakkevariant med vel rundede plagioklaskorn av størrelse 1–2 mm i en klorittrik matriks. Bergarten har et umiskjennelig sedimentært preg (Fig. 7 og Foto 7).

Mikroskopiske studier av den dominerende bergartstype viser to kornfraksjoner, hhv. 0,2–0,7 mm og 0,01–0,05 mm, ved siden av de spredte mm-store muskovittflak. De større korn utgjøres vesentlig av plagioklas, i mindre grad epidot og undertiden hornblende og granat. Grunnmassen består av plagioklas, kvarts, muskovitt og biotitt samt aksessorisk apatitt, erts, titanitt og kalkspat. Bergarten er rekrystallisert og viser kataklastiske trekk ved brudd og mikroforkastninger i mineral-kornene. I de minst tektoniserte prøver synes imidlertid de større plagioklaskorn å være av klastisk natur. Kornformen veksler her mellom kantet, linseformet og rund (Foto 8) der de linseformede korn kan vise tendens til parallellorientering.

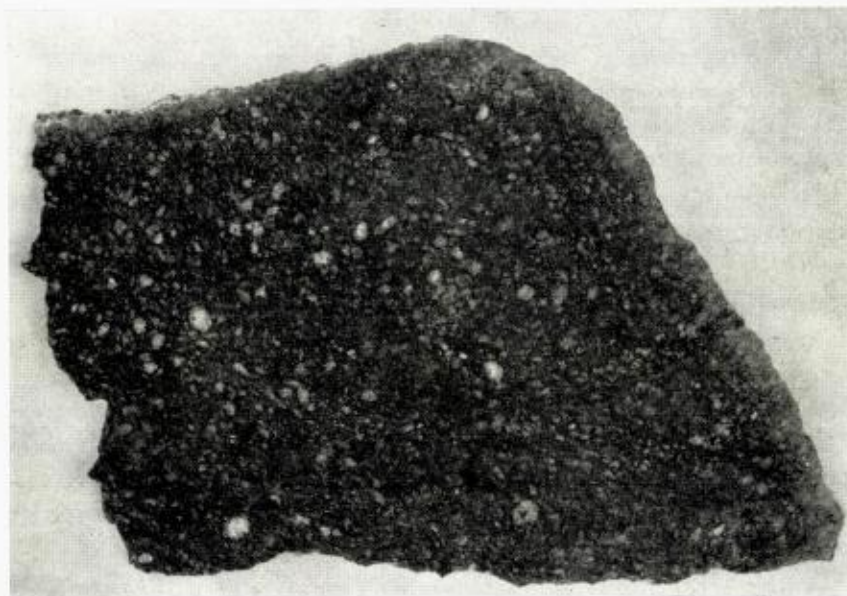


Fig. 7. Metagråvakke-bergart fra metagråvakkesonen ca. 2 km SØ kartbladgrensen.  
Nat. størrelse.

Metagraywacke from the zone of metagraywackes about 2 km SE of the map border.  
Nat. size.

*Plagioklasen* ( $An_{10-15}$ ) har diffuse albitt-tvillinger og er serisittisert i vekslende grad varierende med forskifningsgraden. Rundede inneslutninger av kvarts er vanlig. *Muskovitten* i de store flak er tildels oppbrukt og buet. Det er ikke mulig å avgjøre om mineralet er primært eller sekundært i metagråvakken.

Tabell 5 viser kjemisk analyse, Niggilverdier og mineralsammensetning av to prøver. Videre er gjengitt en gjennomsnitts-gråvakkesammensetning etter Pettijohn (1957). Analysene fra Kongsvingerfeltet viser et godt samsvar med gjennomsnittsverdiene for gråvakke;  $K_2O$ ,  $CaO$  og  $CO_2$  til en viss grad unntatt.

Bergartens tekstur går ikke absolutt i favør av betegnelsen gråvakke. Ifølge Pettijohn (1957) er skarpkantet kvarts og bergartsfragmenter et vanlig trekk, mens den her omtalte bergart i all vesentlighet fører plagioklas som mest grovklastisk bestanddel. Bergartsfragmenter er ikke med sikkerhet påvist.



Ut fra det vi vet om bergarten må den imidlertid være å klassifisere som en bergart av klastisk opprinnelse med kjemisk sammensetning som en gråvakke.

Grensen mellom metagråvakkene og de pregotiske gneiser må regnes som tektonisk. Det er likevel grunn til å reflektere over hvorvidt metagråvakkene kan være et denudasjonsprodukt av de pregotiske gneiser, idet disse også viser en sammensetning som ligger nær gråvakkene. (Gustavson 1967).

Mineralogisk viser metagråvakkens plagioklas vel rundede kvarts-inneslutninger som er typisk i den grå gneis og videre opptrer granat som ellers ikke er observert i det yngre kompleks. Gustavson (1967) har påvist at antiperthit er vanlig utbredt i Magnorområdet. Slike feltspater opptrer også i de vestligere strøk av de pregotiske gneiser på kartblad Kongsvinger, men er aldri funnet i metagråvakkene.

Indikasjonene på at metagråvakkene kan ha sitt opphavsmateriale i de pregotiske gneiser er derfor nokså vage.

T a b e l l 5.

*Kjemisk sammensetning av metagråvakkene fra Kongsvingerfeltet, sammenliknet med gjennomsnittssammensetning av gråvakkene etter Pettijohn (1957).*

*(Chemical composition of metagraywacke from the Kongsvinger area, correlated with the average composition of graywackes after Pettijohn (1957)).*

	I	II	III
SiO <sub>2</sub>	67,99	66,25	64,7
TiO <sub>2</sub>	0,50	0,59	0,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,71	14,94	14,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,80	1,26	1,5
FeO	3,52	4,00	3,9
MnO	0,12	0,06	0,1
MgO	1,85	2,44	2,2
CaO	1,97	2,28	3,1
Na <sub>2</sub> O	2,56	3,78	3,1
K <sub>2</sub> O	3,48	2,58	1,9
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,13	0,2
H <sub>2</sub> O—	0,00	0,04	0,7
H <sub>2</sub> O+	1,54	1,31	2,4
CO <sub>2</sub>	0,10	0,10	1,3
S			0,2
Sum	100,19	99,76	101,0

	Niggilverdier.						
	si	al	fm	c	alk	k	mg
I.	302	38	32	9	21	0,47	0,39
II.	270	36	33	10	21	0,31	0,45
III.	271	36	32	14	18	0,29	0,43

*Modalanalyser, beregnet.  
(Modalanalyses, calculated.)*

	I	II
Kvarts	35,7	29,0
Plagioklas ( $An_{12}$ )	24,4	34,9
Muskovitt	17,7	12,9
Biotitt	16,1	15,7
Epidot	3,7	4,0
Titanitt	1,3	1,2
Magnetitt	0,8	1,8
Apatitt	0,1	0,3
Kalkspat	0,2	0,2

I. Lok. nord for Speismarktjern (19, 0; 9, 0).

II. Lok. øst for Speismarktjern (17, 5; 12, 0).

III. Gjennomsnittssammensetning av 23 gråvacker (Pettijohn 1957).  
(Average composition of 23 graywackes (Pettijohn 1957).)

## Gneiser.

### *Granittiske, forskifrede øyegneiser.*

Mot metagårvakkesonene er det et relativt stort område med varierende øyegneiser. Enkelte smale soner av hornblendeskifer opptrer parallelt med gneisenes foliasjonsretning. Her vil bare bli pekt på noen hovedtrekk, idet en full utredning må bygge på en mer detaljert kartlegging enn den som er utført.

Gneisene er karakterisert ved kjøttrød mikroklinperthitt, vanligvis i øyeform, men sonevis i bånd parallelt foliasjonen. Mikroklinperthitten har tydelige kataklastiske trekk (Foto 2). Mengden av mineralet er vekslende, og enkelte soner kan være fullstendig feltspatdominert. Gneisens sonede veksling avhenger således av 3 faktorer: Grunnmassens sammensetning, mengden av perthitt og perthittens form.

Som et eksempel på variasjonene viser fig. 8 et 50 m langt tverrprofil ved lok. (17, 6; 14, 7) mellom Speismarktjern og Sigernessjøen.

Det er to hovedtyper gneis i området:

1. Øyegneiser med finkornet mørk grunnmasse.
2. Leptittiske øyegneiser.

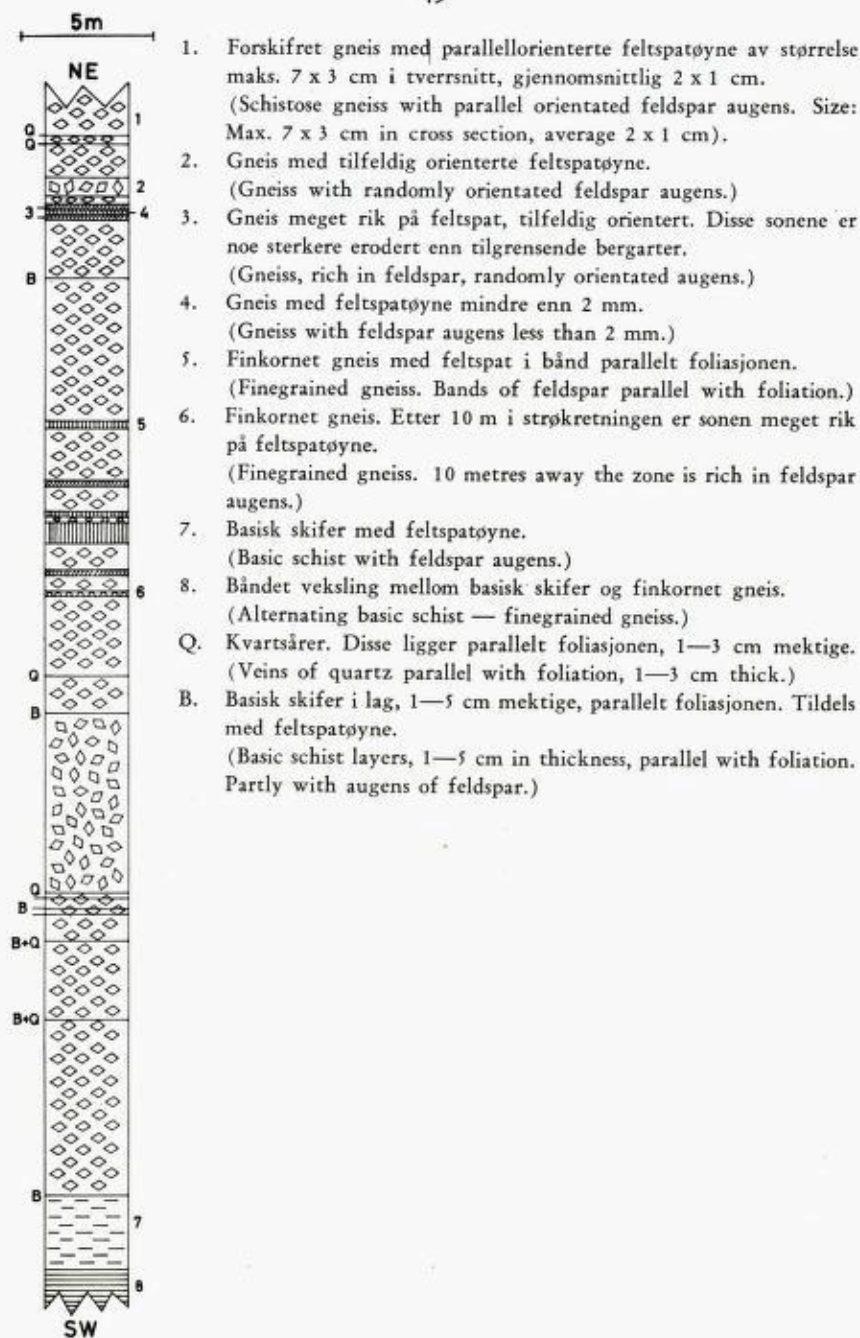


Fig. 8. Skjematisk profil i forskifret granittisk øyegneis. Lok. (17, 6; 14, 7) mellom Speismarktjern og Sigenessjøen.

Schematic profile in schistose granitic augengneiss. Loc. (17, 6; 14, 7) between Speismarktjern and Sigenessjøen.



1. Disse gneisene synes å være mest utbredt. Ved lok. (17, 5; 12, 0) øst for Speismarktjern er det påvist direkte overgang til metagråvakke. Her er en overgangssone av 2–3 m mektighet der mengden av gneisens mikroklinperthitt er gradvis avtagende.

Mikroskopiske studier av gneisens grunnmasse i prøver tatt henholdsvis 5 og ca. 150 m fra grensen, viser som metagråvakken to kornfraksjoner, 0,02–0,05 mm og 0,5–1 mm. Den større fraksjon består av jevnt fordelt plagioklas ( $An_{15}$ ), mikroklinperthitt og titanitt i rundede eller kantede korn. Bruddannelser og mikroforkastninger opptrer av og til. Den minste fraksjon utgjøres av rekrystallisert og suturert kvarts, plagioklas, biotitt, muskovitt og epidot. Mikroklinperthitten i gneisene er en filmperthitt, tydelig tektonisert (Foto 2) og med tallrike inneslutninger av plagioklas og kvarts.

Kvarts opptrer også av og til som årer langs bruddlinjer i mikroklinperthitten.

Mineralenes mengdeforhold i to prøver er angitt i tabell 6.

2. De leptittiske øyegneiser har en finkornet til tett kvartsfeltspatgrunnmasse og større øyne av mikroklinperthitt.

Mikroskopiske undersøkelser av en lite forskifret prøve viser en xenomorf utviklet grunnmasse i kornstørrelse 0,01–0,1 mm. Ansamlinger av filmperthitt-korn av størrelse ca. 1 mm gir bergarten karakter av øyegneis. (Mineralsammensetning tabell 6.)

Tabell 6.

*Modalanalyser av granittisk forskifret øyegneis (vol. %).*  
*(Modal analyses of granitic schistose augen gneiss (vol. %)).*

	I	II	III
Plagioklas	22 ( $An_{15}$ )	20 ( $An_{15}$ )	26 ( $An_{10}$ )
Mikroklinperthitt	32	35	33
Kvarts	22	28	37
Biotitt	17	10	1
Muskovitt	x	3	
Epidot	4	2	1
Titanitt	2	1	
Apatitt	x	x	x
Erts	x	x	1

I, II. Gneis med grunnmasse av metagråvakkesammensetning.

(Gneiss with matrix of metagraywacke composition.)

III. Leptittisk øyegneis.

(Leptitic augen gneiss.)

Det foreligger ingen utvetydige evidenser for at betegnelsen leptittgneis er korrekt i genetisk henseende. Det er imidlertid en viss sannsynlighet for at gneisen er en omvandlet leptitt idet grunnmassen er av tilnærmet granittisk sammensetning, og meget finkornet. Kornighetsgraden skyldes åpenbart ikke granulering da bergarten i lite forskifrede partier opptrer med retningsløs tekstur.

Den uregelmessige fordeling av mikroklinperthitt i området, tildels med utvikling av nesten rene alkalifeltspatbergarter, kan tyde på tilførsel av K-rike løsninger. Den sonede veksling kan henge sammen med en viss kanalisering av de migrerende løsninger langs skjærsoner. Stofftilførselen må isåfall ha funnet sted under forskiftingsprosessen, men i en tidlig fase. Den dannede alkalifeltspat har så ved senere tektonisering fått kataklastiske trekk.

Gneisene synes, såvidt det kan avgjøres på grunnlag av de ufullstendige undersøkelser som er gjort, for en vesentlig del å være dannet ut fra suprakrustalbergarter av gråvakke- og leptittkarakter.

#### *Glimmergneis.*

I den nordøstlige del av det kartlagte området opptrer en 250–300 m mektig sone av glimmergneis. Gneisen er fin- til middelskornet med inntil 1,5 cm store porfyroblaster av sjakkbrettalbit som gir bergarten et småknet utseende.

I området syd for Bogerfløyta er det klare feltmessige indikasjoner for at glimmergneisen tilhører suprakrustalbergartene. Her er det overgang til et område som veksler mellom glimmergneis og meget kvartsrike, muskovittførende skifre.

Gneisen består av kvarts, sausrittisert og serisittisert plagioklas, sjakkbrettalbit, brun biotitt som tildels er klorittisert, muskovitt, titanitt, erts og kalkspat i mengdeforhold som angitt i tabell 7.

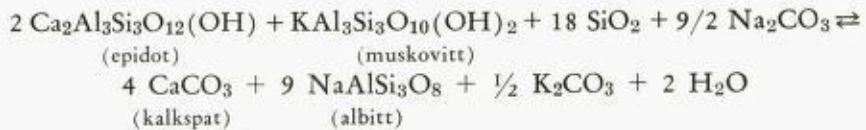
Teksturen er kataklastisk preget med småfoldet og delvis oppbrutt glimmer, sausrittisert plagioklas med bruddannelser samt suturert kvarts. Sjakkbrettalbitten viser derimot bare i enkelte tilfeller mindre uregelmessige bruddlinjer.

Sjakkbrettalbit opptrer foruten i porfyroblastene også i grunnmassen, trolig som et omvandlingsprodukt av plagioklas, idet begge varianter av og til finnes i samme korn der sjakkbrettalbitten tydeligvis «spiser opp» plagioklasen. Plagioklasen i disse kornene viser en randsone uten inneslutninger mot sjakkbrettalbit, mens mineralet

forøvrig er rikt på inneslutninger av epidot og sericitt. Sjakkbrettalbitten fører kalkspat som eneste innesluttede mineral (Foto 9).

Parallelt til dette opptrer epidot og muskovitt rent unntaksvis som inneslutninger i de større porfyroblaster av sjakkbrettalbitt, mens kvarts, kalkspat og klorittisert biotitt er vanlig. Inneslutningene av biotitt er nesten fullstendig klorittisert i motsetning til i grunnmassen.

For omdannelsen av den saurittiserte plagioklas til sjakkbrettalbitt, kan en skjematisk angi følgende reaksjonsligning for omvandlingen av epidot og sericitt, under forutsetning av tilstedeværelse av  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ -rike løsninger.



T a b e l l 7.

Modalanalyser av glimmergneis. Vol. %.  
(Modalanalyses of mica gneiss.)

	I	II
Mikroclin	x	x
Plagioklas ( $\text{An}_5$ )	34	26
Kvarts	22	34
Biotitt	3	13
Muskovitt	22	17
Kloritt	2	1
Epidot	13	7
Titanitt	1	1
Erts	x	x
Kalkspat	2	x

*Kvartsdiorittisk gneis.*

I området nord og nordvest for Bæreia opptrer kvartsdiorittisk gneis i et uregelmessig begrenset felt. Grensene følger små, men markerte dalsenkninger i nord-syd eller nordvest-syldstlig retning.

I feltet opptrer to typer gneis:

1. Middelskornet, biotittførende gneis med svakt grønlig plagioklas.
2. Finkornet, mørk grå, biotittførende gneis.

Disse bergartene opptrer i tilsynelatende usystematisk veksling, der den finkornige trolig er mest utbredt. Alkalifeltspat opptrer i enkelte



soner, i form av «øyne» i den middelskornede gneis og som bånd parallelt foliasjonen i den finkornede gneis. I enkelte tilfelle kan alkalifeltspat utgjøre anslagsvis 30 % av bergarten. Overgang til disse soner kan skje spontant eller gradvis over 10–20 m.

Mineralselskapet tilsvarer glimmergneisen nordøst for Kongsvinger, men mengdeforholdene er andre (Tabell 8).

Mikroskopiske undersøkelser viser at den middelskornede gneis fører mikroklinperthitt (åreperthitt) mens det i den finkornede gneis kun opptrer mikroklin uten perthittinnleiringer i klare korn som sjelden viser tvillingdannelser. Prinsipielt tilsvarende finnes i den middelskornige gneis sterkt saussurittisert plagioklas mens den finkornede fører klar plagioklas uten tvillingdannelser og med helicittiske innslutninger av bergartens mørke mineraler. I begge gneisvarianter er plagioklasens sammensetning  $An_{85} An_{15}$ .

Feltspatmineralene viser at den finkornede gneis kan være en tektonisert og omkrystallisert ekvivalent til den middelskornede gneis. Plagioklasen er i det ene tilfelle avkalket «in situ» ved epidotdannelse, mens plagioklasen i de andre tilfelle er helt omkrystallisert som en ny fase. Tilsvarende betraktning kan gjøres gjeldende for mikroklinperthitt — mikroklin der perthitten under sterke differensialbevegelser destrueres og mikroklin dannes. Et eksempel på det siste er klart vist ved studiet av den østlige granittsones sterkt forskifrede grense mot

Tabell 8.

*Modalanalyser av kvartsdiorittisk gneis.*  
(*Modal analyses of quartz dioritic gneiss.*)

	I	II
Mikroklinperthitt	2	—
Mikroklin	4	7
Plagioklas ( $An_{15}$ )	37	30
Kvarts	25	30
Biotitt	16	18
Muskovitt	x	9
Epidot	13	6
Kloritt	2	x
Titanitt	1	x
Erts	x	x
Apatitt	x	x

I. Middelskornet. (Medium grained.)

II. Finkornet. (Fine grained.)

vest (s. 56) der en i tillegg også har betydelig sekundær muskovitt-dannelse og videre må regne med migrasjon av Ca og Na.

Gneisene er ikke så godt undersøkt at en uten videre kan sammenligne mengdefordelingen av mineralene. Hvis de presenterte modalanalyser gir et korrekt bilde, er det imidlertid en stor økning i muskovittinnholdet og en reduksjon i mengden av Ca-førende mineraler i den finkornede — i forhold til den middelskornede gneis. Det er da nærliggende å sammenligne med omvandlingsprosessene i den nevnte granitt.

Studiet av den kvartsdiorittiske gneis viser at den primære sammensetning kan være endret både ved lokale og regionale stoffomsetninger. Feltiakttagelser gir imidlertid ingen sikre holdepunkter om dette.

En videre vurdering av denne bergart må utestå til beskrivelsen av den østlige del av kartblad Kongsvinger foreligger. Her opptrer kvartsdiorittiske, mer massive bergarter som vil gi et mer omfattende materiale.

### Granitter.

Innen området opptrer to typer granitt, vanligvis med mylonittgneisstruktur.

1. Alkalirik, rød, middelskornet granitt som består av mikroklinperthitt, kvarts og mindre mengder sur plagioklas. Denne variant opptrer i den østlige granittsone, i den nordvestlige del av den sentrale granittsone og i en mindre sone sydøst for Bæreia. I den sentrale sone er granitten stedvis albittisert.
2. Hastingsittførende, rød, middelskornet granitt med hovedbestanddel mikroklinperthitt, plagioklas, kvarts og hastingitt. Bergarten utgjør den midtre og sydlige del av den sentrale granittsone.

#### *Alkaligranitt i den østlige granittsone.*

Sonen går gjennom Kongsvingers nordlige bydeler og stryker mot sydøst under økende mektighet. Mot grensen i vest er det tiltagende forskifring med jevn overgang fra middelskornet mylonittgneisgranitt til en finkornet/tett og skifrig bergart. Denne overgangssonen er ca. 50 m mektig.

I granitten kan en mikroskopisk skille ut fire feltspatvarianter: Flekk- og åreperthitt, mikroklin uten perthittinnleiringer, svakt sausrittisert plagioklas ( $An_{10}$ ) og klar frisk plagioklas ( $An_4$ ). Perthitt

Tabell 9.

*Alkali- og modalanalyser av forskifret granitt.  
(Alkali- and modal analyses of schistose granite.)*

Pr. nr.	% Na <sub>2</sub> O	% K <sub>2</sub> O	
500	0,20	5,84	
501	0,22	5,84	
502	1,31	4,89	
503	2,91	6,40	
170 <sub>1</sub>	0,37	5,21	
170 <sub>2</sub>	0,89	5,40	
170 <sub>3</sub>	2,20	5,64	
20	2,45	5,92	
	I	502	501
Mikroklinperthitt	47	10	
Mikroklin uten perthittinnleiringer	3	20	21
Plagioklas	6	5	
Kvarts	40	56	55
Muskovitt	2	6	13
Biotitt	x		
Kloritt	x		
Hematitt	1	2	11
Titanitt (leukoksen)	x	x	x
Epidot	x		
Zirkon	x	x	
Apatitt	x	x	
Pr. 500—503.	Grensesone granitt vest for Vingersjø, lok. (30, 5; 19, 0). (The border of the granite west of Vingersjø.)		
Pr. 170 <sub>1</sub> —170 <sub>3</sub> .	Grensesone granitt vest for Vingersjø, lok. (30, 0; 19, 7). (The border of the granite west of Vingersjø.)		
Pr. 20.	Fra den sentrale del av granittsonen. (From the central part of the granite zone.)		
I.	Gjennomsnittssammensetning av 3 prøver fra den sentrale del av granittsonen. (Average composition of 3 specimens from the central part of the granite zone.)		

og plagioklas (An<sub>10</sub>) viser bruddannelser, buede tvillinglameller er videre vanlig i plagioklasen. Mikroklin uten perthittinnleiringer og plagioklas (An<sub>4</sub>) synes nydannet. Mikroklinen forekommer i finkornede partier i mosaikktekstur, mens albitt opptrer som sprekkefyllinger i — og som randdannelser om perthitt (Foto 4).

Grunnmassen består vesentlig av rekrystallisert tildels sterkt suturert kvarts, trukket ut prallelt foliasjonen. I enkelte tilfelle er kvartsen



så sterkt deformert at den omkranser de større feltspatindivider i en slags «flytestruktur» (Foto 3). (Modalanalyse tabell 9.)

I den sterkt forskifrede grensesone avtar mengden av mikroklin-perthitt parallelt med et økende innhold av mikroklin uten perthitt-innleiringer og muskovitt. Plagioklasmengden er avtagende og nær grensen finnes ikke mineralet. Dette er bekreftet ved en spektrografisk analyse som viser mindre enn 0,01 % Ca. I tillegg til denne

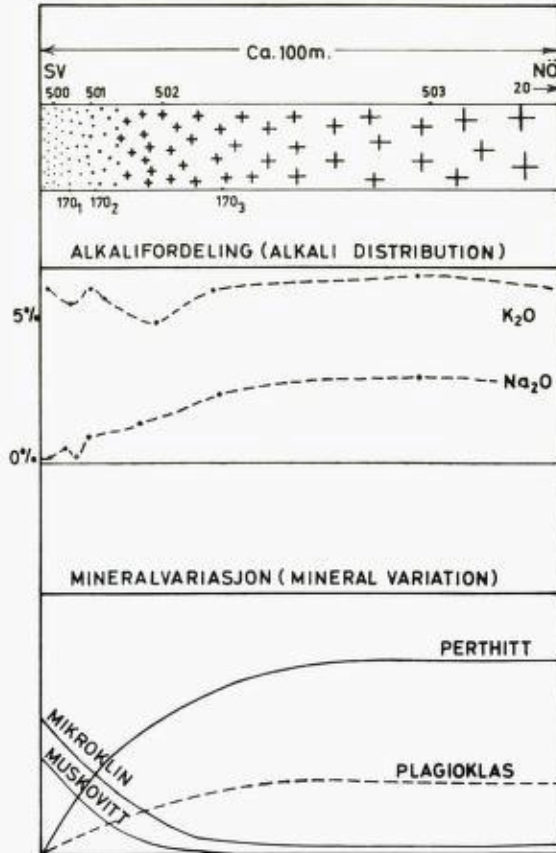


Fig. 9. Skjematisk framstilling av alkalifordeling og mineralsammensetning i forskifret granitt som viser økende forskifring mot bergartsgrensen. Vest Vingersjøen. Prøveur. som henviser til tabell 9 er angitt i figuren.

Schematic presentation of alkali distribution and mineral composition in schistose granite showing increased schistosity towards the border of the rock. Locality, west Vingersjøen. Specimen referring to table 9 mentioned in the figure.

systematiske endring i mineralselskapet viser den sterkest forskifrede bergart et høyt hematittinnhold (Tabell 9).

Forholdene mot bergartsgrensen er også belyst ved alkalianalyser (Tabell 9). Endringen i alkaliinnhold og mineralsammensetning er skissert i fig. 9. De analyserte prøver er fra to profiler vest for Vingersjøen, samt en prøve fra sonens sentrale del.

Tabell 9 viser et relativt konstant  $K_2O$ -innhold og et synkende  $Na_2O$ -innhold mot grensen. Mikroklinperthitt og plagioklas har tydeligvis blitt ustabile og den frigjorte  $K_2O$ -mengde er bundet i nydannet mikroklin og muskovitt, mens  $Na_2O$  og  $CaO$  er migrert vekk. Jern til ertsdannelsen må være tilført.

Den systematiske endring i mineralsammensetning og kjemisk sammensetning mot bergartsgrensen viser at forskifringen sannsynligvis er den direkte årsak til disse endringer.

Nydannelsen av mikroklin og albitt i den sentrale del av granittsonen, sett i lys av reaksjonene ved grensen, kan tolkes på samme måte som ovenfor, men omdannelsen har her ikke gått så langt.

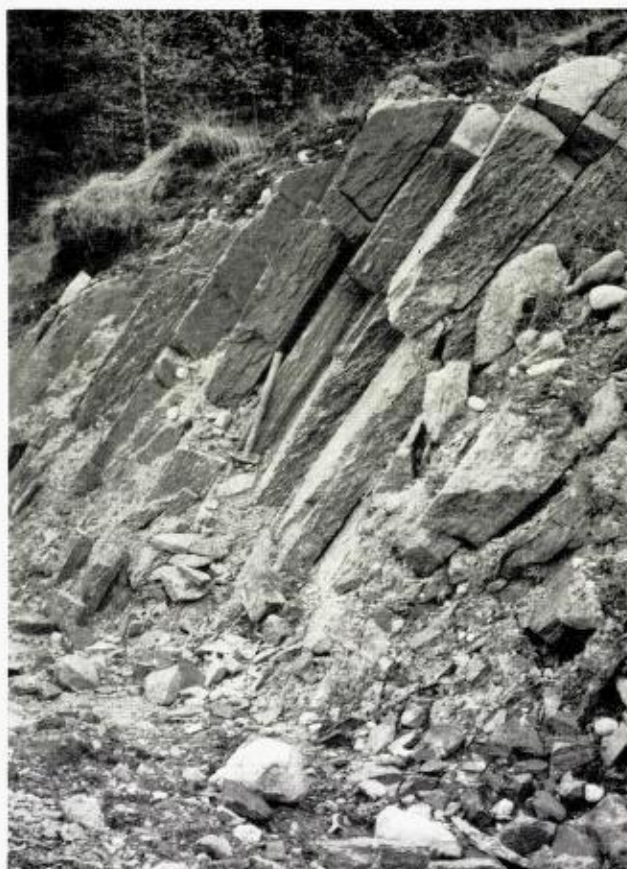
#### *Alkaligranitt og kvartsalbititt i den nordlige del av den sentrale granittsone.*

Granittene i dette området er en rød, undertiden lys brunlig, grovtil middelskornet granitt. Strukturelt og mineralogisk er det godt samsvarende med bergarten i den østlige granittsone. Mylonitt-gneisstrukturen stryker vanligvis NV-SØ, men nord for Glomma er retningen dreiet Ø-V med svakt nordlig fall. Granittens grensesoner er ikke så utpreget forskifret som i den østlige granitten, men også her er det en merkbart tiltagende nedknusning mot grensene. Ved lok, (32, 8; 12, 4) vest for Kongsvinger er granitten vakkert benket (Fig. 10) med klorittbelegg på benkeflatene.

I granitten opptrer enkelte muskovittrike soner av 0,5–1 m mektighet parallelt foliasjonen. Disse er av Foslie (1909) tolket som sterkt presset granitt. Hornblendeskifer soner av mektighet 1–5 m parallelt foliasjonen er observert 5 steder. Ved en lokalitet øst for Marikollen opptrer også en gjennomskjærende gang av hornblendeskifer, mineralogisk lik de konkordante soner.

Kvartsalbititt opptrer tilsynelatende usystematisk vekslende med granitt; og er ofte ikke mulig å skille fra granitten i felt.

Søylediagrammene (Fig. 11) viser mineralsammensetningen av



*Fig. 10. Benket granitt vest for Kongsvinger.  
Sheets of granite west of Kongsvinger.*

kvartsalbititt og granitt i området. Mineralogisk adskilles de to bergarter på ett punkt, idet kvartsalbititten fører sjakkbrettalbititt mens granitten fører mikroklinperthitt. Granittens flekk- og åreperthitt synes omvandlet til «flekk- og årealbititt» der perthittens mikroklin er erstattet med sjakkbrettalbititt, mens de primære albitinnleiringer med kontinuerlige tvillinglameller synes å opptre som relikter (Foto 10).

Søylediagrammene viser at feltspatmengden varierer lite fra granitt til kvartsalbititt. Dette underbygger også sannsynligheten av en metasomatisk omvandling ved direkte utbytning av K med Na i krystallgitteret.



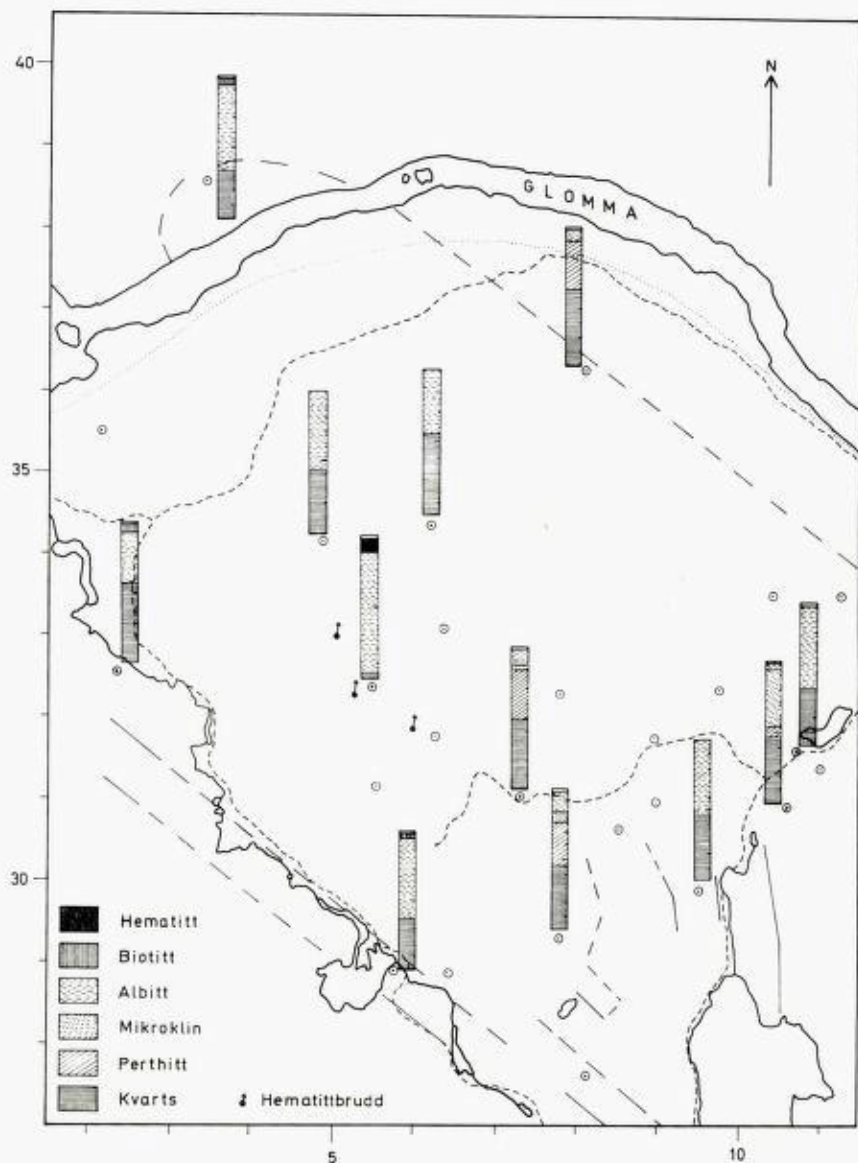


Fig. 11. Søylediagrammer over de bergartsdannende mineralers prosentvise mengdeforhold i den nordlige del av den sentrale granittsone.  
Columns showing the composition in vol. per cent of the rocks in the northern part of the central granite zone.

Spetalen hematittgruber, en rekke gamle dagbrudd, ligger innenfor dette område. Ifølge Foslie (1909) opptrer malmen langs sterkt forskifrede soner i granitten, enten som ganger eller linser parallelt foliasjonen, eller som impregnasjoner. Bruddene er i dag vannfylt, og i det tilgrodde området er bare de gamle berghaller tilgjengelige. Disse består vesentlig av hematittimpregnert albititt og litt hematitt-muskovitt-skifer.

Albittbergarten mot hematittmalmen er meget kvartsfattig. Stedvis opptrer albitt i cm-store kortprismatiske hypidiomorfe krystaller som består av plateformet albitt med kontinuerlige albitt-tvillinglameller i vekslning med mindre mengder sjakkalbitt (Foto 11). Tvillinglamellene er ofte buet. Hematitt forekommer langs korngrensen i grunnmassen, og som innelutninger i albitt. Omvendt har større hematittkorn innelutninger av kvarts og albitt. Hematitt og albitt synes således å være samtidige dannelser.

#### *Hastingsittførende granitt.*

Den midtre og sydlige del av den sentrale granittsone består av en rød, middelskornet, hastingsittførende granitt. Mylonittgneisstruktur er vanlig, men i de topografisk høyereliggende partier kan bergarten undertiden virke massiv i håndstykke.

Hastingsittgranitten skiller seg fra den øvrige granitt først og fremst ved oppreden av amfibol, og ved en mer basisk plagioklas. (Tabell 10.)

For å få en oversikt over en eventuell albittisering i denne del av feltet er pulverpreparater av en rekke prøver undersøkt. Ingen av prøvene viser spesielt store albittmengder og den typiske sjakkbrettalbitt er aldri observert.

Mikroskopiske undersøkelser av tynnslip viser at den tilsynelatende massive granitt også har kataklastiske trekk.

Enkelte større korn (0,3–0,5 mm) viser oppbrutte og flikede randsoner. Langs korngrensene opptrer rekrystallisert kvarts og feltspat av størrelse 0,01–0,05 mm.

*Mikroklinpertbitten* er flekk- og åreperthitt med svakt sericittiserte perthittinnleiringer. Inneslutninger av plagioklas er vanlig. *Plagioklas*. Oftest grumset ved submikroskopiske inneslutninger av epidot og serisitt, men med en klar randsone. I lite forskifret granitt er Angehalten ca. 20 %, mot ca. 10 % i forskifret granitt der mineralet også er sterkere grumset. Nydannet *mikroklin* og *albitt* opptrer i større mengde i den forskifrede granitt.

*Hastingsitt*: z — blågrønn, y — grønn, x — lys gullig.

$$n_z = 1.719 \pm 0,03; n_x = 1.700 \pm 0,003.$$

$$z \wedge c \sim 15^\circ. 2 V_x \text{ er anslått til } 25^\circ \pm 10^\circ.$$

(Hastingsitten er vanligvis pigmentert av jernoksyd som medfører uskarpe utsløkningsstillinger og hindrer eksakt bestemmelse av akse-vinkelen.)

Vanlige inneslutninger i hastingsitten er ilmenitt med randsone av leukoksen, samt hematitt, zirkon og apatitt.

I den forskifrede granitt finnes bare enkelte rester av hastingsitt. Mineraler er her omvandlet til grøtete masser av hematitt, grønn biotitt og mindre mengder kloritt og epidot.

*Biotitt*: Mineraler forekommer i nevnte omdannelsesprodukt av hastingsitt, z — grønn, y — lys grønn, x — gul.

$$n_y = 1.675 \pm 0,003 \quad z \wedge a \sim 6^\circ.$$

Dette tilsier en meget Fe-rik biotitt, annitt.

Tabell 10.

*Modalanalyser av hastingsittgranitt.*  
(*Modal analyses of hastingsite granite.*)

	I	II
Perthitt	39	34
Mikroklin uten perthittinnleiringer		13
Plagioklas	25 (An <sub>20</sub> )	20 (An <sub>10</sub> )
Kvarts	14	22
Hastingsitt	16	} 10
Biotitt	5	
Kloritt	x	
Hematitt	x	
Epidot	x	
Leukoksen	x	x
Zirkon	x	x
Apatitt	x	x

I. Makroskopisk massiv hastingsittgranitt.

(Macroscopically massive hastingsite granite.)

II. Gjennomsnittssammensetning av 3 prøver av forskifret granitt.

(Average composition of 3 schistose specimens.)



Det fremgår av denne beskrivelsen at ved økende forskifring av granitten dekomponeres hastingsitten; plagioklasen avkalkes og mikroklin og albitt nydannes. Dette er et parallelt eksempel til omvandlingsprosessene i den østlige granittsone (s. 56). Påvirkningen har dog ikke vært tilstrekkelig til at reaksjonene har løpt helt ut.

#### Na - metasomatose.

I litteraturen er sjakkbrettalbititt av mange forfattere (se Battey, 1955) tatt som et tegn på albittiseringsprosesser og Na-metasomatose. Årsaken til dette er at sjakkbrettalbititt svært ofte ser ut til å være sekundær i forhold til bergartenes øvrige mineralselskap. Sjakkbrettalbititt er observert som omvandlingsprodukt av mikroklinperthitt (Andersen 1928, s. 205, Starkey 1959, s. 143, Exner (1949) s. 251) ved utbytning av K med Na, og som omvandlingsprodukt av plagioklas med kontinuerlige albittlameller under samtidig avkalking av denne (Jøsang 1966 s. 82). Goldschmidt (1911, s. 305) påpeker at sjakkbrettalbititt er vanlig ved Oslofeltets pneumatolyttiske kontaktforekomster.

I Kongsvingerfeltet opptrer sjakkbrettalbititt i følgende bergarter.

1. Som fenokrystaller i keratofyr (s. 42).
2. I kvartalbititt i den lagvis oppbyggede sone av hornblendeskifer og kvartsalbititt (s. 42).
3. I kvartsalbititt som opptrer i uregelmessig veksling med granitt (s. 57). Sjakkbrettalbititten synes her å være et omvandlingsprodukt av mikroklinperthitt der perthittinnleiringen tildels opptrer som relikter.
4. I albititt ved Spetalen hematittgruber (s. 60), der hovedmengden av albitt dog er utviklet med kontinuerlige albittlameller.
5. I glimmergneis, som et omvandlingsprodukt av saussuritisert og serisittisert plagioklas, der epidot og serisitt er inngått i dannelse av sjakkbrettalbititt (s. 51).

Videre opptrer sjakkbrettalbititt i en avgrenset sone av kvartsalbititt øst for Hørsjø (s. 38) og i en liten blotning i en veiskjæring ved lok. (23, 3; 20, 2) vest for Granli. Ved begge disse lokaliteter er kvartsdannelser også vanlig.

Opptreden av sjakkbrettalbit som omvandlingsprodukt av annen feltspat, og albittbergartene ved hematittforekomstene må betraktes som argumenter for en Na-metasomatose i feltet.

Albittporfyroblastesen i glimmergneisen (s. 52) gir visse indikasjoner for fastleggelse av tidspunkt for metasomatosen.

- a) Porfyroblastene viser kun svake tegn til nedknusning i motsetning til bergartens øvrige bestanddeler.
- b) Forskifringsprosessen har antagelig medført en viss retrograd metamorfose med utskillelse av epidot i plagioklasen. Dannelsen av sjakkbrettalbit fant sted etter at den tidligere plagioklas var blitt omdannet under forskifringsfasens metamorfosebetingelser.

Albitten ved Spetalen gruber er tydelig tektonisk påvirket. Malmen, som av Foslie (1909) betraktes som pneumatolyttisk dannelse, ligger imidlertid i forskifringssoner og må være dannet under eller etter forskifringsprosessen. Albitten synes videre å være av samme alder som hematitten.

Na-metasomatosen må etter dette ha inntrådt under et sent stadium av forskifringsfasen, eller etter denne.

### Konkluderende bemerkninger.

Bergartene i Kongsvingerfeltet er tidligere antatt å være av gotisk alder (Magnusson 1937). På svensk hold heller en nå til den oppfatning at de gotiske bergarter er plattformdannelse (personlige meddelelser). Epokens suprakrustalbergarter domineres av sure vulkanitter og kvartsitter.

I Kongsvingerfeltet opptre suprakrustalbergarter av en annen karakter, med hovedtyngden på basiske skifre og metagråvakker, hvilket minner mer om geosynklinale dannelser. Assosiasjonen hornblendeskifer (omvandlet basisk vulkanitt) — keratofyr er også et indisium på dette (Turner og Verhoogen 1960, s. 258).

Antar en at granittene, i overensstemmelse med Magnussons oppfatning er gotiske, er det nærliggende å oppfatte suprakrustalbergartene som dalslandiske sedimenter og vulkanitter, nedfoldet i — og tildels overskjøvet av det underlag de er avsatt på.

I samsvar med dette må hovedtypene av de tektoniske øyegneiser etter de foreliggende undersøkelser betraktes som omvandlende dalslandiske suprakrustaler.

Områdets tektonikk viser som tidligere nevnt (s. 34) mange likhetspunkter med den dalslandske stil.

### Summary.

An area around the town Kongsvinger in the south-eastern part of Norway is described. The area is geologically situated in the continuation of the mylonite zone of central Värmland in Sweden (Fig. 1) which is thought to be of Gothian age. In the southwest the mapped rocks border with tectonized boundary on an older complex of veined gneisses (Pre-Gothian in age).

The area consists of zones of supracrustal rocks separated by granites and gneisses. The rocks are metamorphosed in the epidote-amphibolite facies.

### *The tectonics.*

Tectonically the area is characterized by a steep foliation and schistosity, generally dipping NE though gradually more easterly towards the south-east. The schistosity coincides with the primary layering where the latter can be observed. In the southern part of a zone of feldspathic quartzite south of the lake Vingersjøen, a fold closure has been detected, indicating the presence of a syncline of isoclinal style. The fold axis plunges about 20 degrees NNW. This style of folding is probably common in the supracrustal rocks. Paralleling the schistosity of the supracrustal rocks a mylonite-gneissic foliation has been developed in the granites by cataclasis and recrystallization. (The texture is characterized by interdigitations of quartz and broken and microfaulted feldspar grains.) Variations from an almost massive rock in the central parts to strongly schistose granites against the borders are quite prominent, especially along the western margin of the easternmost granite zone. Here the granite gradually changes from a medium-grained foliated — to a fine-grained schistose rock towards the border, over a distance of about 50 metres.

Breccia zones trending NW-SE and N-S are a conspicuous tectonic feature of the area (Fig. 3). The map demonstrates fairly well the horizontal displacement along the N-S faults.

Regarding the tectonic history of the area, supracrustal rocks are thought to have been folded together with older granites, the latter



in part being overthrust towards the south-west during the later stages of the folding.

The tectonic pattern is plausibly of Dalslandian age because of several points of resemblance with the Dalslandian tectonics in the Värvik area in south-west Sweden.

### *Petrography.*

Deformation processes tend to obscure the original character of rocks occurring in this area, furthermore, in the north-west late albitization processes have been demonstrated. Both these factors have contributed to the destruction of primary features of the rocks.

The supracrustal rocks are located in four different zones. Stratigraphical successions have not been established.

1. Mica gneiss (Table 7). South of the lake Bogerfløyta the mica gneiss passes into a zone of alternating mica gneiss and muscovite-bearing quartzite. In the mica gneiss albite porphyroblastesis has occurred and the plagioclase of the gneiss is partly altered to chess-board-albite (Photo 9).
2. The main supracrustal zone, through the town of Kongsvinger.
  - a) In the south-west leptites, blastoporphyric with phenocrysts of quartz and feldspar, occur. The rock is partially schistose. (Table 1, Photo 5 a-b). The leptite zone passes, across the strike, gradually into hornblende schists (b) (hornblende-plagioclase (An<sub>10</sub>)-epidote schist) through a zone of alternating quartz-feldspar- and biotite-epidote-rich bands.
  - b) Hornblende schists (Table 3) is the main component of the zone. Towards the granite south of the river Glomma strongly tectonized quartz-feldspar schists are common. A calcite-bearing (about 30 % calcite) zone of 10 m thickness is observed west of the lake Vingersjøen.
  - c) A few layers of quartz keratophyre are present, associated with the hornblende schist. Well preserved keratophyre shows idiomorphic phenocrysts where the original feldspar is altered to chess-boardalbite (Photo 6).
  - d) A finegrained feldspathic quartzite (Table 2) is situated south-east of Vingersjøen. Slumping structures are observed on a minor scale in this rock (Fig. 5).

3. North-west of the lake Bæreia alternating layers of hornblende schist and quartz albitite occupy a narrow zone. (Fig. 6, Table 4.) The albite in the salic rock is of chessboard type, and the rock is probably an altered quartz-keratophyre.
4. Metagraywacke occurs in the western part of the area, towards the older gneiss complex. The rock is dark and fine-grained with the chemical composition of a graywacke (Table 5). A subordinate variant shows well rounded plagioclase grains in a chlorite-rich matrix, and is clearly clastic (Fig. 7, Photo 7). Where schistosity is only weakly developed the main rock may also display clastic features (Photo 8).

A relatively wide zone of augen gneiss containing microcline perthite is situated adjacent to the metagraywacke. Depending on three factors these gneisses show a strong textural and compositional variation across the strike.

1. Composition of the groundmass. 2. The amount of microcline perthite. 3. The outlines of the perthite (occurring in augens of different size and shape, sometimes in bands parallel to the foliation) (Fig. 8). This part of the area has not been sufficiently investigated, but two main varieties of gneiss seem to occur. a) Gneiss with a matrix of metagraywacke. b) Leptitic gneiss (gneiss supposed to have been formed from leptite). The varying amount of microcline perthite in the gneisses is probably due to a preferential migration along shear zones.

North of the lake Bæreia there is an irregular area of quartzdioritic gneiss (Table 8). Two varieties are recognizable: a medium-grained and a fine-grained gneiss type. The latter type may possibly have been formed by dynamic metamorphism of the former.

### *Granites.*

Two different types of granite are present:

1. Granite composed of microcline perthite, quartz and minor amounts of plagioclase (An<sub>10</sub>). This rock is occupying the eastern granite zone and the northern part of the central granite zone. In the east the granite is strongly schistose along its western margin where it has been altered by cataclasis and recrystallization after the following scheme:

- 1) Microcline perthite and plagioclase are disappeared.
- 2) Microcline is formed.
- 3) Ca and Na are migrated out of the tectonic zone (Fig. 9, Table 9).

In the northern part of the central granite zone the granite is partly altered to quartz albite. The potassium in microcline is replaced by sodium with development of chessboard albite (Photo 10).

In this area are situated the old Spetalen hematite quarries, the hematite occurring together with an albite-rich rock.

2. The second granite type is characterized by content of hastingsitic amphibole (Table 10). Towards the margins of the granite the hastingsite is altered to aggregates of green biotite, hematite and minor amounts of epidote and chlorite. Parallel with this alteration the An-content of plagioclase decreases.

The supracrustal rocks of the Kongsvinger area with the typical association hornblende schist — keratophyre, and basic schists and metagraywackes as main constituents, probably indicate deposition in a geosynclinal environment. Earlier the rocks in this area were thought to be Gothian, but the Gothian epoch have in recent years been shown to have been essentially cratonic. In view of this the supracrustal rocks in the Kongsvinger area are supposed to be of Dalslandian age whilst the granites may have formed their Gothian (?) basement. As already mentioned all rocks were greatly influenced by the same folding and faulting processes of supposed Dalslandian age.

### Litteraturfortegnelse.

- Andersen, O.* (1928—29). The genesis of some types of feldspar from granite pegmatites. N.G.T., 10, s. 116—207.
- Batley, M. H.* (1955). Alkali metasomatism and the petrology of some keratophyres. Geol. Mag. 92, s. 104—126.
- Carstens, C. W.* (1924). Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemsgebiet. N.G.T., 7, s. 185—270.
- Chayes, F.* (1952). Notes on the staining of potash feldspar with sodium cobalt nitrite in thin section. Am. Min. vol. 37, s. 337—340.
- Exner, C.* (1949). Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. Min. Pet. Mitt. 1, s. 197—284.
- Foslie, S.* (1909). Rapport ad. Spetalen gruber. NGU Bergarkiv nr. 281.
- Geijer, P.* (1944). Omfattningen av termen leptitt. GFF 66, s. 733—745.



- Goldschmidt, V. M.* (1911). Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiete, Vid. Selsk. Skr. I, No, 11.
- Gustavson, M.* (1967). Petrography and metamorphism in the Precambrian rocks of the Magnor area, S. Norway. NGU (this issue).
- Hjelle, A., og Bryn, K. Ø.* (1961). Kullblendeførende breksje ved Hof, Solør. NGU 213, s. 49—58.
- Hjelle, A.* (1962). Noen observasjoner fra grunnfjellsområdet mellom Randsfjorden og svenskegrensen. NGU 223, s. 118—127.
- Holmsen, G.* (1954). Oppland. Beskrivelse til kvartærgeologisk landgeneralkart. NGU 187.
- Holmsen, P. og Oftedahl, C.* (1956). Ytre Rendal og Storelvdal. NGU 194.
- Jøsang, O.* (1966). Geologiske og petrografiske undersøkelser i Modumfeltet. NGU 235.
- Kjerulf, T.* (1871). Om Grundfjeldets og sparagmitfjeldets Mæktighet i Norge. I. Grundfjeldet Univ. Prog. 1. halvår 1870. Chria.
- (1879). Udsigt over det sydlige Norges geologi. Chria.
- Larsson, W., Sandegren, R.* (1956). Beskrivning til kartbladet Vårvik. SGU, Ser. Aa. 187.
- Magnusson, N. H.* (1933). Kartbladet Karlstad. SGU, Ser. Aa. 174.
- (1937). Kartbladet Forshaga. Ibid. 179.
- (1937). Den centralvärmländska mylonitzonen och dess fortsättning i Norge. GFF 59, s. 205—228.
- Quensel, P.* (1916). Zur Kenntniss der Mylonitbildung, erläutert am Material aus dem Kebnekaisegebiet. Bull. Geol. Inst. Uppsala 15, s. 91—117.
- Pettijohn, F. J.* (1957). Sedimentary rocks. N.Y.
- Starkey, J.* (1959). Chess-board albite from New Brunswick, Canada. Geol. Mag. 96, s. 141—145.
- Turner, F. J. og Verhoogen, J.* (1960). Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill. N.Y.



Foto 1. Mylonitt med åre av ultramylonitt. Fra brekksjesone NV Kabberudtjern. x3.  
Mylonite veined by ultramylonite. From a brecciezone NW Kabberudtjern. x3.

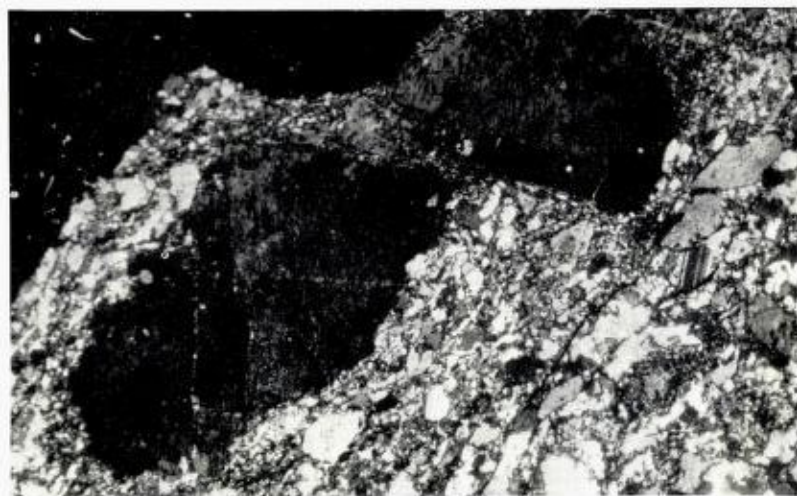


Foto 2. Mikroforkastet mikroklinpertbitt i forskifret øyegneis. x31.  
Microfaulted microclinepertbite in schistose augen gneiss. x31.



Foto 3. Mylonittgneistekstur. Rekrystallisert, sterkt uttrukket og suturert kvarts og delvis oppbrudt feltspat. Fra granitt i Kongsvinger. x31.  
 Mylonite gneiss texture. Recrystallized, deformed and sutured quartz and partly fractured feldspar. From granite in Kongsvinger. x31.

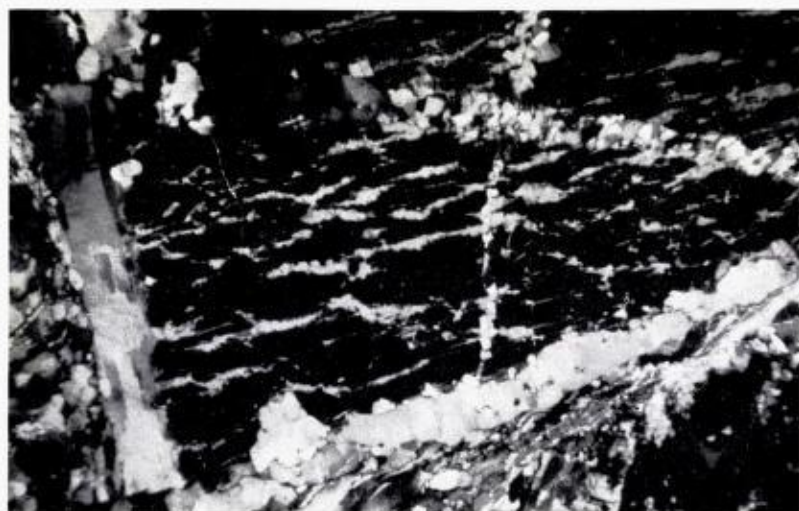


Foto 4. Åreperthitt, omgitt av albitt som er optisk kontinuerlig og identisk med albittinnleiringene i perthitten. Fra granitt øst Åbøgen. x44.  
 Veinperthite surrounded by albite in optical continuity and identical to the albite of the perthite veins. From granite east of Åbøgen. x44.



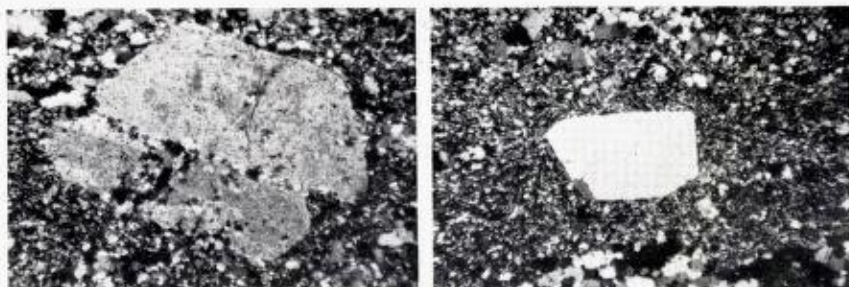


Foto 5. Blastoporfyrisk tekstur i leptitt. Fenokrystaller av kvarts og plagioklas. x44.  
Blastoporphyric texture in leptite. Phenocrysts of quartz and plagioclase. x44.

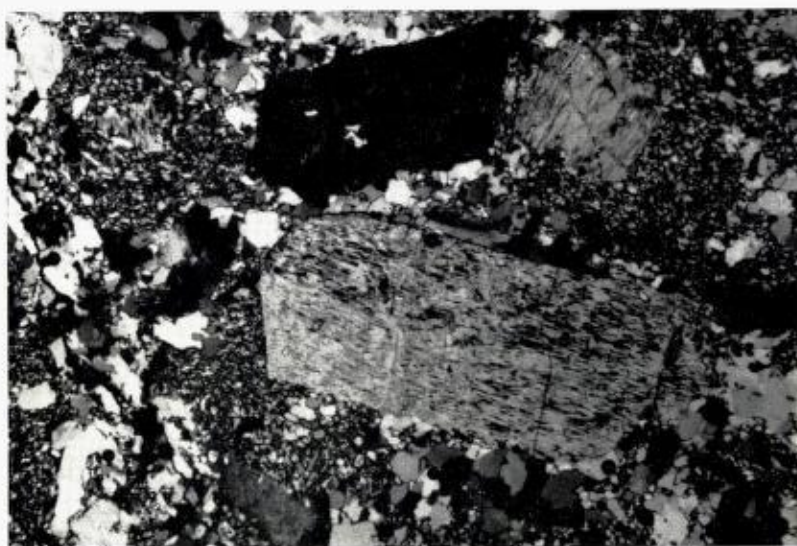


Foto 6. Blastofyrisk tekstur i kvartskeratofyr der den primære feltspat er omvandlet til sjakkbrettalbitt. x31.  
Blastopphyric texture in quartzkeratophyre. The primary feldspar is altered to chess-board albite. x31.

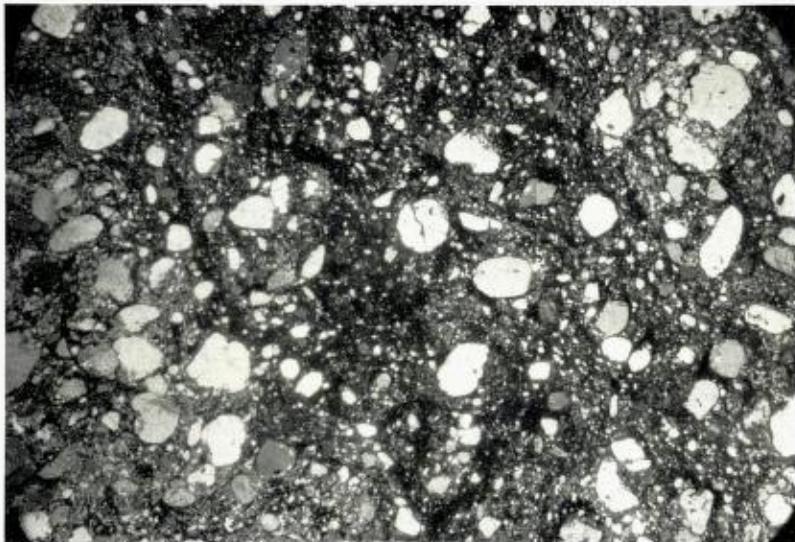


Foto 7. Rundede plagioklaskorn i en kloritrik matrix. Fra en metagråvækkevariant. x7.  
Rounded plagioclase grains in a chlorite-rich matrix. From a variant of the metagraywacke. x7.

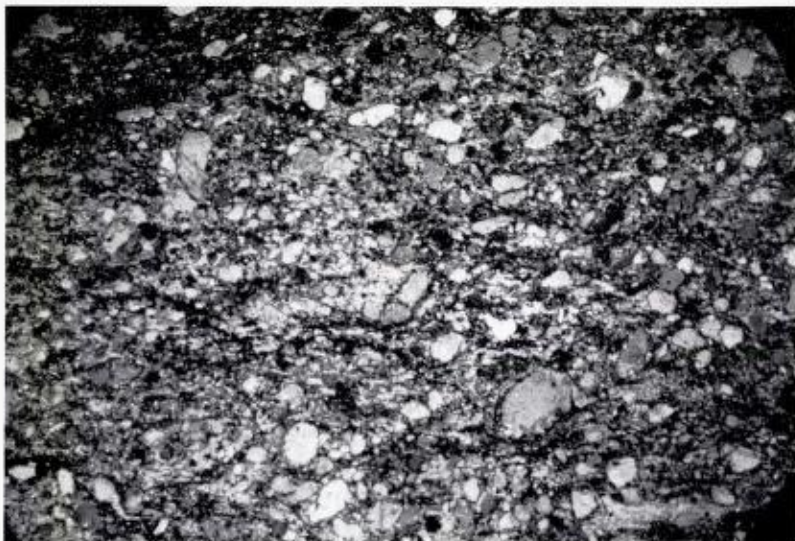


Foto 8. Mulig klastisk tekstur i metagråvække med kantede og delvis rundede plagioklaskorn. x7.  
Possible clastic texture in metagraywacke with angular and partly rounded grains of plagioclase. x7.



*Foto 11. Albitt med kontinuerlige albittvillinger og sjakkbrettalbitt, fra albittbergart ved Spetalen gruber. x31.*

*Albite with continuous albite lamellae, and chessboard albite. From the albite rock at Spetalen hematite quarries. x31.*



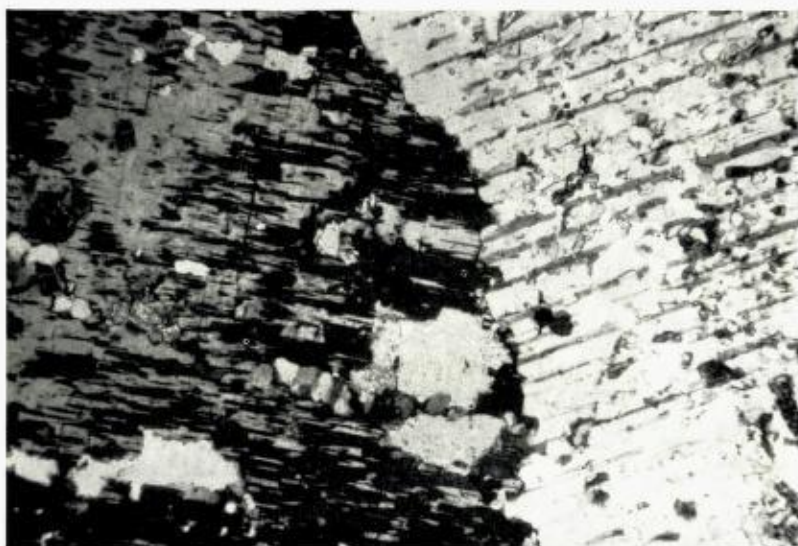


Foto 9. Sjakkbrettalbitt (til venstre) med inneslutninger av kalkspat grenser mot saussurittisert og serisittisert plagioklas. Fra glimmergneis. x130.  
 Chessboard albite (to the left) with inclusions of calcite border on saussuritized and sericitized plagioclase. From mica gneiss. x130.

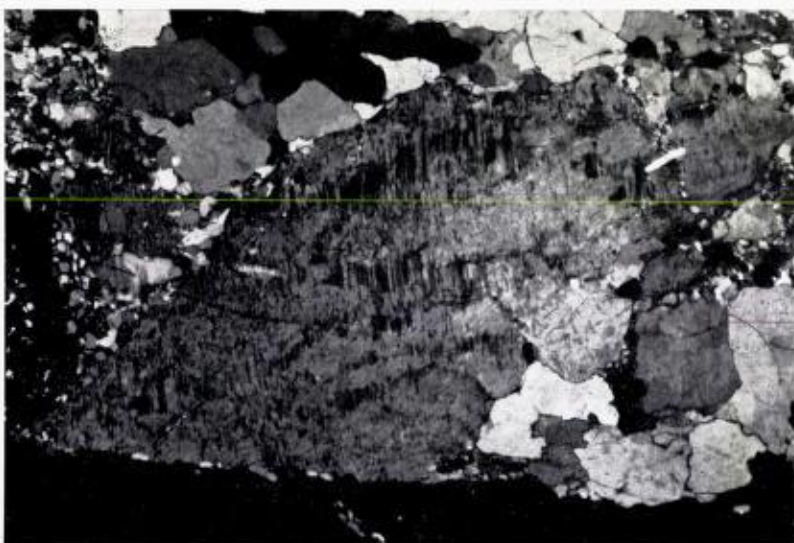
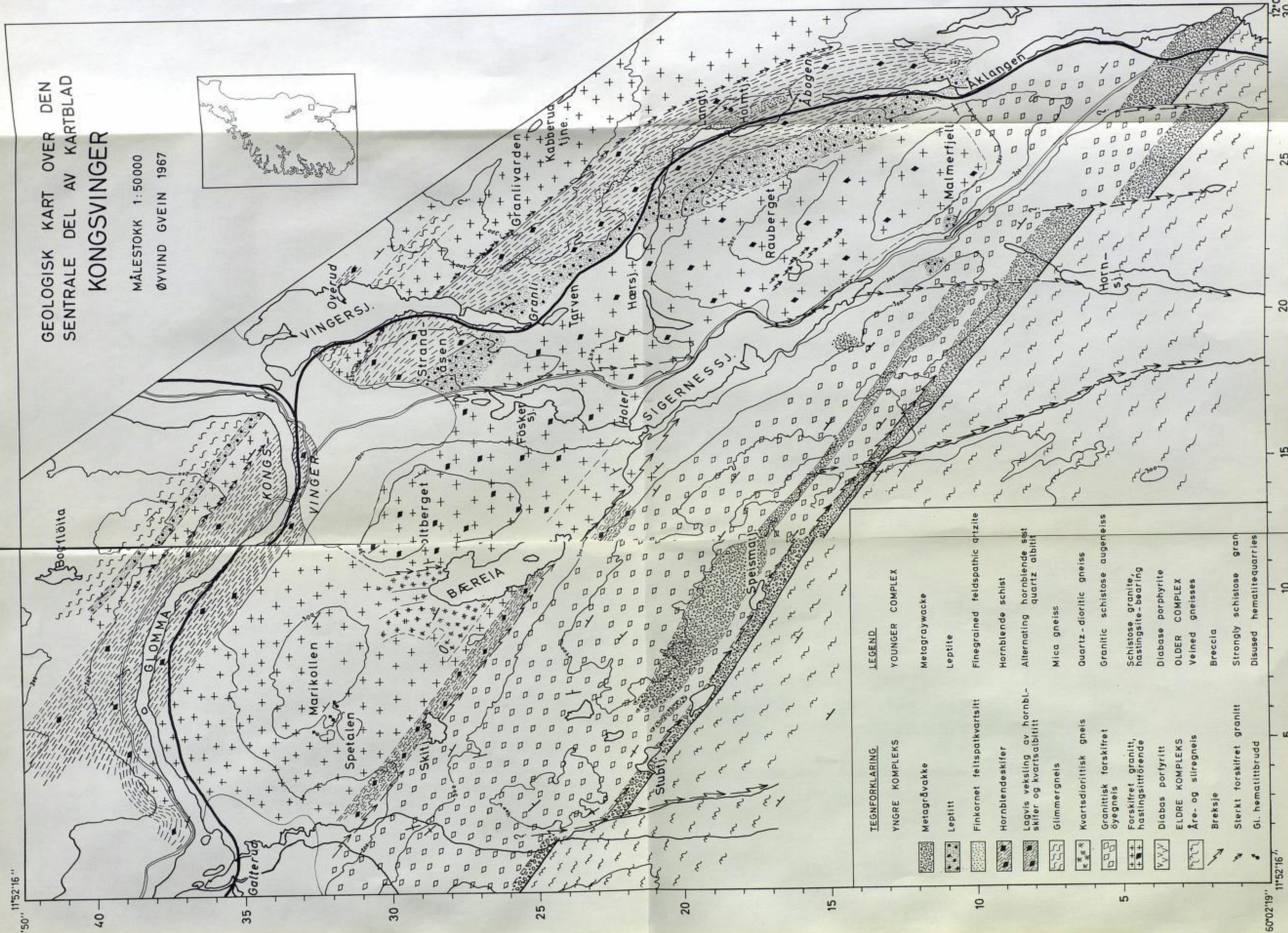


Foto 10. Sjakkbrettalbitt med årer som i grov åreperthitt og sannsynligvis et omdannelsesprodukt av åreperthitt. Fra den nordlige del av den sentrale granittsone. x44.  
 Chessboard albite, veined as in coarse vein perthite and probably an alteration of this mineral. From the northern part of the central granite zone. x44.



GEOLOGISK KART OVER DEN  
SENTRALE DEL AV KARTBLAD  
KONGSVINGER

MÅLESTOKK 1:50000  
ØYVIND GVEIN 1967



TEGNFORKLARING		LEGEND	
	Metagråvacke		Metagraywacke
	Leptitt		Leptite
	Finkornet feltspatkvartsitt		Finegrained feldspathic quartzite
	Hornblendeskifer		Hornblende schist
	Lagvis vekslning av hornbl.-skifer og kvartsitbititt		Alternating hornblende sct quartz albitt
	Glimmergneis		Mica gneiss
	Kvarterdioritisk gneis		Quartz-dioritic gneiss
	Granittisk forskifret øyegneis		Granitic schistose augenleiss
	Forskifret granitt, hastingsittførende		Schistose granite, hastingsite-bearing
	Diabas porfyritt		Diabase porphyrite
	ELDRE KOMPLEKS		OLDER KOMPLEKS
	Åre- og sliregneis		Veined gneisses
	Breksje		Breccia
	Sterkt forskifret granitt		Strongly schistose gran
	Gl. hematittbrudd		Disused hematitequarries

13°50"

40

35

30

25

20

15

11°52'16"

5

10

15

20

25

30

60°02'19"



