

**Studies on the Latest Precambrian and
Eocambrian Rocks in Norway**

No. 1.

Sedimentary petrology of the Sparagmites of the Rena district, S. Norway

By Knut Bjørlykke

No. 2.

Sparagmittgruppens bergarter ved Fåvang, Gudbrandsdalen

En sedimentologisk og tektonisk undersøkelse

Av Jens-Olaf Englund

OSLO 1966
UNIVERSITETSFORLAGET

*Editor for the Publications of
the Geological Survey of Norway:*

*State geologist
Fredrik Hagemann*

CONTENTS

Sedimentary petrology of the Sparagmites of the Rena district, S. Norway. <i>By Knut Bjørlykke</i>	5
Sparagmittgruppens bergarter ved Fåvang, Gudbrandsdalen. En sedimentologisk og tektonisk undersøkelse. <i>Av Jens-Olaf Englund</i>	55

STUDIES ON THE LATEST PRECAMBRIAN AND EOCAMBRIAN ROCKS IN NORWAY

No. 1.

SEDIMENTARY PETROLOGY OF THE SPARAGMITES OF THE RENA DISTRICT, S. NORWAY

By *Knut Bjørlykke*

Abstract.

Sediments of the Sparagmite group (Eocambrian/latest Precambrian) have been mapped at a scale of 1 : 50 000 in the Rena District, 180 km north of Oslo. This district is located along the southern margin of the Sparagmite basin which is down-faulted in the crystalline Precambrian basement. The sediments are made up by a series of conglomeratic arkoses interlayered with shales and limestones. Towards the top of the Sparagmite group the arkoses grade into a quartzite which is overlain by a thin conglomeratic layer of granules which forms the base of fossiliferous Cambrian (Holmian series). The evidence for an Eocambrian glaciation existing in the Moelv tillite is discussed in the light of grain size and fabric analyses.

Modal analyses and flamephotometric determinations of sodium and potassium content in the sandstones show decreasing sodium/potassium and plagioclase/microcline ratio as the total feldspar content decreases towards the upper formation in the Sparagmite group.

Spectrographic boron analyses suggest marine conditions during the deposition of the Sparagmite group, even if the analytical error of these analyses is rather high.

In Caledonian time the Vemdal sandstone in the upper part of the Sparagmite group was thrust south-eastwards over autochthonous Cambrian shales. The rest of the Sparagmite group is parautochthonous and folded within the basin up against its southern margin.

Introduction.

The present paper presents the results of field work in the Rena area in S. Østerdalen (180 km north of Oslo) in the summers 1960–62. Since then only shorter visits to this area have been made. This work is a part of a larger investigation in the Sparagmite Region undertaken by the Norwegian Geological Survey under the leadership of Professor S. Skjeseth (former State geologist). The broad outlines of the stratigraphy and tectonics in the Sparagmite region are dealt with by Holte-dahl (1961), and Skjeseth (1963), and a review on the Eocambrian in Norway and Spitsbergen is presented by Spjeldnæs (1965).

Most of the present paper is condensation of a university thesis presented by the author for the cand. real. examination, but a few new observations have been added. Parts of the university thesis dealing with regional description are not included here, and for such details the reader is referred to my thesis «Sedimentologi og tektonikk i spargmitt-bergartene i Rena-området» (1964). Copies are available at the Geological Survey in Trondhjem and at the University of Oslo.

The mapped area is located 20–30 km north of Elverum (and 180 km N of Oslo) and Rena station is the local center. Geologically this is the southern margin of the (so-called) Sparagmite basin in which conglomeratic arkoses interlayered with shales and limestones were deposited. South and east of this basin the older crystalline Precambrian basement is encountered, consisting of red or grey granitic or granodioritic gneisses with bands of quartzites. Bodies of gabbroes (saussuritic) are also found. From Åsta (25 km N of Elverum) and southwards towards Elverum, sections in the valley side show crystalline Precambrian overlain by autochthonous Cambrian shales which have been overthrust by the allochthonous quartzites of the Vemdalen (quartz-sandstone) nappe. Remains of the Cambro-Ordovician sediments above the Vemdalen sandstone are found along the inverted limb of a fold going from Åsta westwards to Brumundkampen, and can with some breaks be traced further west to the Ringsaker inversion south of Moelv.

North of this anticlinal structure running from Moelv eastwards to Åsta the folded complex of parautochthonous sediments of the Sparagmite group in the Sparagmite basin is found.

The area has been previously mapped by O. E. Schiøtz (1902) in scale 1 : 100 000 and this map has been of great help during the present field work.

The position of localities referred to in the text are indicated by coordinates on the map. All angles given in the text are in grades ($\perp = 100$ g).

Acknowledgements.

The present work is part of a larger investigation undertaken by the Norwegian Geological Survey under the leadership of Professor S. Skjeseth (former State geologist). I am grateful for the opportunity to participate in these investigations.

I express my sincere thanks to Professor T. Strand and Professor S. Skjeseth for their helpfulness during various phases of this work and

for critical comments on the manuscript and to Professor O. Høltedahl, Professor N. Spjeldnæs, State geologist P. Holmsen, I. Bryhni, P. Sæbø and P. Jørgensen for helpful discussions. Professor I. Oftedal is thanked for carrying out the spectographic boron analyses. Miss Dillan receives thanks for drafting the illustrations and Mr. O. Brynildsrud and Mr. A. Wisth for the photographic work. Thanks also due to Mrs. R. Backer for typing the manuscript. The author has been assisted in the field by Mr. T. Dahl and Mr. J. P. Nystuen.

Professor R. Nickelsen has kindly corrected the English manuscript.

From my wife, Unni Bjørlykke, I have received great help during the preparation of the manuscript.

Stratigraphy.

The broad outlines of the stratigraphy of the Sparagmite group in Southern Norway are now well established. The type-localities for the various formations of the Sparagmite group are all located near the northern part of lake Mjøsa. Sections in the Moelv area have been intensively studied by several geologists (Goldschmidt (1908), Vogt (1952), Spjeldnæs (1959), Skjeseth (1963), and the investigations are being continued by L. Kirkhusmo.

The following stratigraphical sequence is now generally accepted,

		Cambrian shales		
Sparagmite group	Eocambrian	200 m	Vemdal formation	{ Ringsaker quartzite Vardal sparagmite
			(quartz sandstone)	
		40 m	Ekre shale	
			20 m	Moelv tillite (conglomerate)
			300 m	Moelv sparagmite
	Latest Precambrian	50—250 m	Biri shales and limestone	
			0—300 m	Biri conglomerate
			50 m	Brøttum shale and limestone
			1500? m	Brøttum Sparagmite

This stratigraphy has been compiled by a number of workers. A short historical review is given by Skjeseth (1963).

The base of the Eocambrian is now by some authors defined by the lower tillite horizon in the sections in Finnmark, Northern Norway

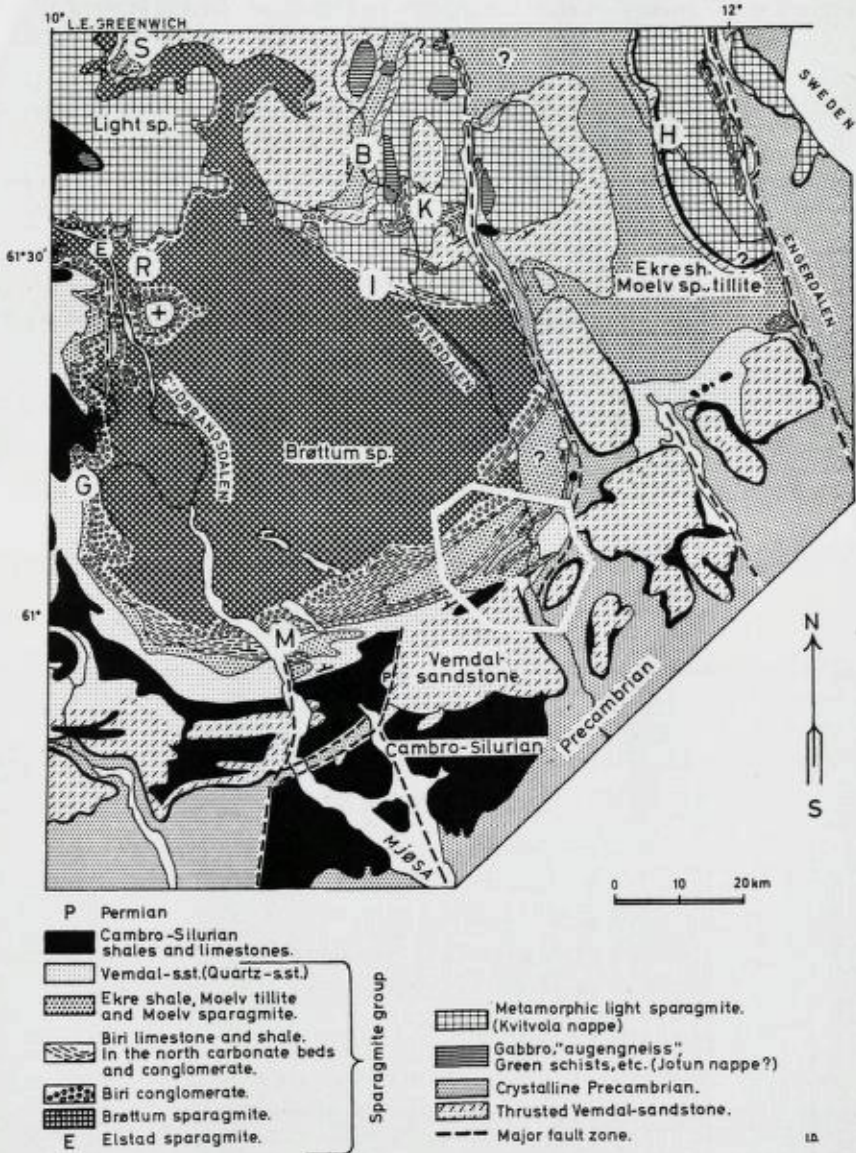


Fig. 1. Simplified map of the Sparagmite Region of Southern Norway (after K. Bjørlykke, 1965) showing the location (framed) of the mapped area.

S = Snødøla K = Koppang I = Imsdalen G = Gausdal
 B = Bjørånes H = Høgberget R = Ringebu M = Moelv

(Holtedahl 1961, Spjeldnæs 1965), and this might correspond to a lower stratigraphical horizon than the Moelv tillite in Southern Norway.

The stratigraphy of the Sparagmite group is purely a lithostratigraphical one, and no good guide fossils have been found in these sediments. There is a possibility that microfossils like «Papillomembrana» from the Biri conglomerate (Spjeldnæs 1963), after further investigations, may be used for stratigraphical correlations with other late Precambrian basin deposits.

The sediments of the Sparagmite group are made up of alternating formations of coarse sandstones and more or less calcareous shales, and a marked regional variation in the lithofacies should be expected. Some deviations in the lithofacies are also observed in this area, compared to the type localities along Mjøsa; the author has not found it necessary, though, to introduce new lithostratigraphical units.

The Brøttum sparagmite, Moelv sparagmite and Vemdal sandstone usually have a characteristic appearance in the field. Although it may be difficult to classify these rocks by hand specimen or a single outcrop, the field relation to easily distinguishable conglomerates, such as Biri conglomerate and Moelv conglomerate, makes it possible to deduce stratigraphical relations.

It should be stressed that the stratigraphy developed in the Moelv—Rena area, characterises only the marginal facies of the basin. In the more central part of the basin, i.e. in the *Bjørånes* window (See fig. 1.), the Moelv sparagmite seems to be lacking, and a dark shale makes up the lower part of the sequence (K. Bjørlykke 1965).

Brøttum sparagmite.

Outcrops of Brøttum sparagmite are located in the northwestern part of the mapped area in Digeråsen, Engulfsfj. and Hemmelsfj (B 2. See map). Brøttum sparagmite is also exposed in the upper part of the river Djupa (A 3—4). To the north the Brøttum sparagmite continues into map sheet *Stor-Elvdal* and is there described by P. Holmsen and Chr. Oftedahl (1956). Towards the south the Brøttum sparagmite grades into the Biri conglomerate by the appearance of boulder-beds. The Brøttum sparagmite is here made up of a coarse to medium-grained arkose with intercalated shaly and conglomeratic beds. (See p. 11). The arkose is usually so homogeneous that no distinct stratification is visible, and estimations of the thickness of this formation are thus rather speculative in this area. According to Skjeseth (1963) the thickness of the

Brøttum sparagmite is 1000–1500 m in the southern part of the Sparagmite basin. Along the southern border towards the Biri conglomerate the dip of the layers is close to vertical, the strike running 80–100 g E. Northwards the dip becomes less steep until there is a gentle northern dip only (See profile).

Southwards the Brøttum sparagmite becomes more and more conglomeratic, and one passes gradually into the Biri conglomerate. The pebble diameters in these conglomerates increase from 2–3 cm in the northernmost beds to 6–7 cm further south and up to 10–20 cm in the Biri conglomerate. Quartzite pebbles are most common but pebbles of quartz-porphry are also found. The best outcrops are in the section along Skynna river 2–3 km downstreams from Skynndalen Seter. (C 2). No indication of a tectonically repeated sequence has been found here. Shales and limestones corresponding to the Brøttum shale and limestone as developed in the Moelv area, have not been found in the Digeråsen—Engulfsfj. area. Westwards in Djupa (B 4) there is red and grey slightly calcareous shale which might correspond to the Brøttum sale, but in the section along Djupa the Biri conglomerate is absent, and there is therefore no distinct break between the Biri limestone and the calcareous shales of the Brøttum formation.

Petrology.

Modal analyses were carried out on 6 thin sections of Brøttum sparagmite, stained with sodium cobaltnitrite. It appears that the average content of potassium feldspar is about 27 %, with 10 % plagioclase, 57 % quartz and 6 % matrix.

The coarseness of some arkose samples may give a rather large error in the modal analyses.

Quartz: The large grains of some millimeters in diameter are well rounded, but the smaller grains are angular to subangular, partly due to recrystallisation and secondary overgrowth. Grains of relatively pure quartzite are common, and it is probable that most of the quartz has a metamorphic origin. The quartz grains are commonly intensely jointed, and the grain contacts may be crushed and undulatory extinction developed. Such contact undulosity is also described from sparagmites by Grender (Grender 1962). It is difficult to distinguish whether the commonly occurring ordinary undulatory extinction is produced after the deposition of the arkose or is a primary characteristic of sand grains from the metamorphic source rock.

Microcline: Crystals up to 3–4 mm occur and specially the larger ones are frequently well rounded. The microcline gridiron structure is usually well developed, but may be faint or absent. Most microcline fragments are quite fresh, but highly weathered grains are common and may be found next to the fresh ones. This suggests different degrees of predepositional weathering of the microclines.

Plagioclase: Grains up to 1–2 mm occur, and the roundness is very variable. The plagioclase is an albite or acid oligoclase and most fragments are weathered and sericitised.

Clay minerals: The matrix consists of sericite and chlorite minerals. The fibrous chlorite minerals fringe into other minerals and are probably recrystallised during rather weak metamorphism. Fine aggregates of sericite are probably also recrystallised, while the larger grains of light mica and also some biotite obviously are clastic, derived from a metamorphic source rock.

Accessories: Well rounded zircons are quite common and garnet is also observed.

Discussion.

Outcrops of Brøttum sparagmite is restricted to the northern part of the mapped area and the base of the Brøttum formation is not exposed. Graded bedding is observed but not as typical as in the sections in Brøttum sparagmite at Maihaugen in Lillehammer where graded bedding of the turbidity current type is found (Nelson 1963). The well sorted conglomeratic layers and the relatively low matrix content suggest a more shallow water origin of the Brøttum sparagmite in the areas NW of Rena, while deeper water more favourable for turbidity currents has existed in the Lillehammer District.

Biri conglomerate.

The Biri conglomerate is exposed south of the Brøttum sparagmite in the southern mountainside of Digeråsen and Engulfjell (D 2 – E 2). The beds are nearly vertical and often slightly inverted.

The Brøttum sparagmite passes upwards into the Biri conglomerate by an increasing frequency of conglomeratic horizons, and it is therefore difficult to define the lower border of the latter formation. Exact measurement of the thickness of this conglomerate can therefore not be given, but at Digeråsen (E 2) an approximately 2–300 m thick sequence

is dominated by conglomeratic layers. The conglomerate seems to be thinning out somewhat westwards and is lacking in the section of the Djupa river (A 3-4).

The most common size of the pebbles in the conglomerates is 5-10 cm, but boulders as large as 20-30 cm are found and all are well rounded. The conglomerate is well sorted, and matrix is usually only present in the voids of the framework made up by the pebbles. The composition of the matrix is very similar to the Brøttum sparagmite but carbonate matrix is also found.

Petrology of rock fragments in Biri conglomerate.

Most of the pebbles are quartzites probably belonging to the pre-Sparagmitian crystalline complex. The size of the quartz grains in these quartzites is 0,1-0,3 mm. The quartzite is relatively pure and minor amounts only of feldspar (microcline) are found. Some light mica occurs in the matrix. A green to blue tourmaline with strong pleochroism is quite common. Some sphene is present.

A pale reddish quartz porphyry occurs quite commonly as pebbles in the Biri conglomerate. In these phenocrysts of both quartz and microcline are found in a very fine-grained matrix. The euhedral quartz grains often show perfectly developed rhombohedral faces. Both the quartz and the microcline crystals are often strongly corroded, probably by late magmatic solutions. The matrix is too fine-grained to allow the determination of the minerals, but the larger part of it seems to have a refractive index lower than that of Canada balsam and is stained yellow by treatment with sodium cobaltnitrite. This may suggest that the matrix mainly consists of fine-grained potash feldspar.

Discussion.

Skjeseth (1963, p. 29) has shown that the Biri conglomerate is restricted to the margins of the Sparagmite basin and is lacking in the more central parts. The present study of the Biri conglomerate in this area confirms this statement, as the conglomerate thins out westward from the eastern margin of the basin and is absent in the section in Djupa in the western part of the area. Further west at Elvestad in the Åsta valley the conglomerate is also reported to be absent (Skjeseth 1963). The quartz-porphyry pebbles in the Biri conglomerate are very similar to the Trysil porphyry east of Trysil river (O. Holte-

dahl, private communication). If the pebbles are derived from this complex, the length of transportation must have been 50–60 km. The Biri conglomerate has the appearance of a typical coarse river and delta deposit. The delta was probably produced by rivers running from east to west and must have extended 10–15 km out from the margin of the basin. This conglomerate is a shallow-water deposit, and the present author is inclined to interpret it as a conglomerate related to a regression rather than to a subsidence along the margins of the basin as suggested by Skjeseth (1963, p. 29).

Biri shale and limestone.

This formation has a very variable development in the investigated area, as shown by the simplified facies map, figure 2. The Biri formation is usually developed as a more or less calcareous shale, only locally we find real limestone as east of Glomstad (H 6–7) and partly also at Arnestad (F 3). In the section in Djupa river in the western part of

SIMPLIFIED FACIES MAP OF BIRI FORMATION.

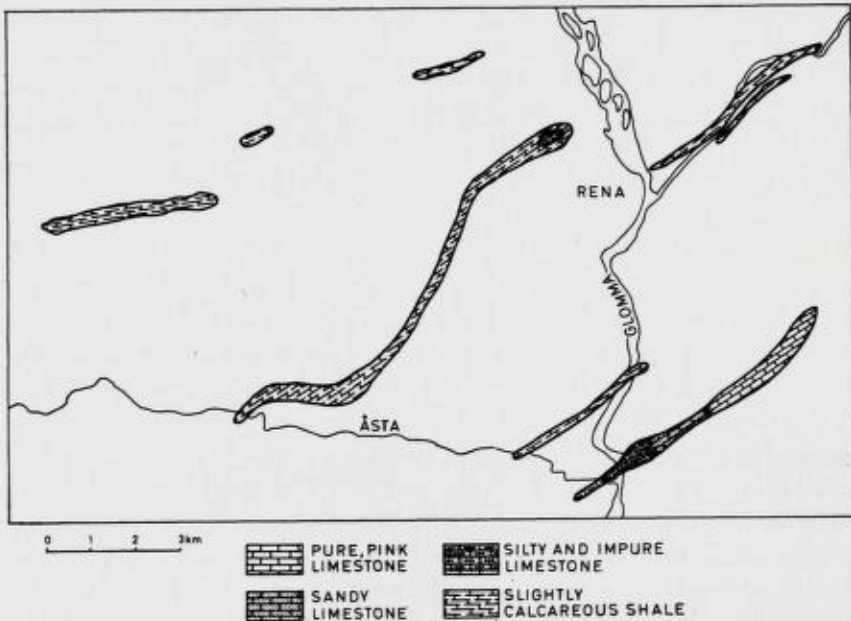


Fig. 2.

the mapped area a slightly calcareous dark and red shale occurs between the Brøttum sparagmite and the Moelv sparagmite. Thin sections of this red shale show ferruginous concretions with diameter about 1 mm and possible worm trails. Here the Biri conglomerate is lacking, and it is therefore hardly possible to distinguish between what belongs to the Brøttum shale and limestone and what corresponds to the Biri limestone. This is also the case further west at Elvedalen where the same dark and red shales occur in the section along Åsta river (Skjeseth 1963, p. 28). Further east there is a gradual change from a slightly calcareous shale at Åsta to an impure, partly dolomitised limestone at Glomstad and to the pure limestone (98 % CaCO_3) at Hemmesjøen and Østersjøen (I 5 - J 5). The basement of these limestones at Hemmesjøen and Østersjøen is not exposed, but crystalline Precambrian rocks crop out not far from these localities (See map). It seems probable that these limestone deposits are remains of a more extensive limestone transgressing out over the eastern margin of the basin. A possible connection in Biri-time between this area and limestone deposits at Jordet farther east has been suggested by Skjeseth (1963). It seems quite clear that the limestone deposits of the Biri formation are restricted to the marginal parts of the basin, and are synchronous with deposition of rather pure limestone in the transgressive areas outside the basin. A larger part of the transgressive limestone deposits was probably eroded at the time of deposition of the Moelv sparagmite and Moelv tillite. Boulders very similar to the Biri limestone are found in the Moelv tillite, especially in the Åsta area (See p. 27).

Petrology.

The pure pink limestone of the easternmost exposure at Hemmesjøen and Østersjøen is fine-grained and usually not recrystallised, but spots of recrystallised calcite occur. The recrystallised grains are surrounded by iron oxides. Only small amounts of impurities like quartz and mica are observed. The amount of terrestrial material increases towards the west, and a little east of Glomstad there is a sandy limestone with sand grains (30-40 %, mainly quartz and some feldspar) in a calcareous matrix. The clastic grains are cut by joints which tend to have a preferred orientation (Figure 3). There is also a preferred orientation of the apparent long axes of grains perpendicular to the joints, and the joints are therefore interpreted as tension joints. The quartz grains are corroded by the calcareous matrix, and this seems to some extent to have



Fig. 3. Tension joints in quartz grains with calcite matrix. (Framed figure 4 a.)

widened the joints. Such corrosion has been studied experimentally by Dappels (1962), who showed that quartz is strongly unstable at PH 8 and EH+. The crystallised parts of the matrix show a distinct twin gliding in calcite (See figure 4 a). The traces of the rhombohedron form rhombs with a short diagonal parallel to the joints in the quartz. Similar patterns produced experimentally by Friedmann (1963), show that twin gliding usually is parallel to the negative rhombohedron (0112). The experiments were carried out at pressures from 1–5 kilobar and temperatures from 150–300° C. (See Figure 4 b.)

By use of universal stage the orientation of the tension joints was measured to be 70 g E dipping 35 g to the SE and 55 g to the NW.



Fig. 4 a. Twin gliding in calcite (enlarged from fig. 3). The diagonal of the rhombs is parallel to joints in the quartz grains. 35 x.

These joints are thus parallel to the dominating fold axis direction in the field and perpendicular to the direction of tectonic transport. The lineation marked by the long axes of the sand grains parallel to the direction of tectonic transport, should then be characterised as an a-lineation. According to Kvale (1953) a-lineation is more common in the central part of the Caledonides in southern Norway than in the periphery.

Chemical analyses (See table 1) and X-ray diffractometer analyses show that the pink limestone at Hemmesjøen (I 5) is a pure limestone (only 2 % undissolved in HCl) without any trace of dolomite. The CaO/MgO ratio is high, between 110 and 156. From modern carbonate sediments at the Bahamas the CaO/MgO ratio is 20–30 in the near-shore sediments and 80–120 further out from the coast (Cloud 1962). Analyses from Glomstad and from the bank of Glomma show a variable MgO content and the presence of dolomite was indicated by X-ray diffractometer analyses. One sample contained almost exclusively dolomite. The author has found no obvious explanation why the limestones at Glomstad are partly dolomitised and not the lime-

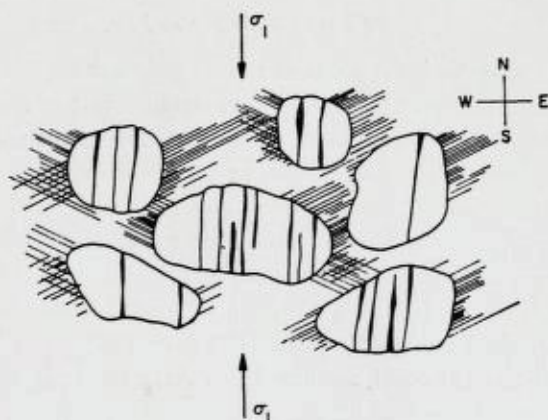


Fig. 4 b. Experimentally produced deformation of detrital grains (mainly quartz and feldspar) in calcite matrix. After Friedmann, 1963, p. 25.

stone further west at Hemmesjøen. In analogy with Ham (1951) and Landes (1946) it is tempting to relate this dolomitisation to the more severe tectonisation at Glomstad. A primary distribution of aragonite and calcite might also produce a selective dolomitisation due to the fact that aragonite is more easily dolomitised than calcite (Cloud 1962, p. 107).

Table 1.

Partial analyses of Biri limestone.

No	SiO ₂	Al ₂ O	Fe ₂ O ₃	CaO (CaCO ₃)	MgO (MgCO ₃)	Loss on ignition	Undissolved residue in HCl	Total
9	7,25	1,28	0,85	49,57 (88,52)	0,74 (1,55)	39,76	10,94	99,45
10	12,78	3,03	1,86	28,05 (50,10)	15,73 (33,03)	38,89	14,81	100,34
11	6,89	7,26	2,00	33,09 (50,09)	9,76 (20,42)	41,16	10,31	100,16
200				53,66 (95,73)	0,37 (0,77)		2,10	
201				53,44 (93,39)	0,49 (1,00)		2,20	
204				37,49 (66,82)	0,24 (0,50)		29,4	

Analyses Nos 9, 10 and 11 are from the Biri limestone at Glomstad, quoted from O. Holtedahl (1920). Nos 200 and 201 are from the pure limestone at Hemmesjøen, and 204 is from a sandy limestone at Holstad just east of Glomstad. Analyst: R. Solli.

Moelv sparagmite.

The Moelv sparagmite is a coarse red or grey arkose with interlayered shales and conglomeratic beds. The formation is rather thick and covers a large part of the mapped area, but no continuous complete section is exposed. Tectonic repetition by thrusting makes calculations of the thickness rather speculative. Skjeseth has suggested a thickness of the Moelv sparagmite of 250 m in the Moelv area (Skjeseth 1963, p. 30), and that seems to be a good estimate for this area too. Due to insufficient exposures it is difficult to get a detailed picture of the regional and stratigraphical variations within the formation. The best exposures are found in the road-cut section from Åsta to Rena and along Åsta river.

Transition of the Biri formation into the Moelv sparagmite is marked



*Fig. 5. Flute casts on inverted sole of coarse-grained Moelv sparagmite.
Locality Jullussa (1 2, J 2).*

by a decreasing carbonate content in the shale and by the interlayering of arkosic or conglomeratic beds. These beds are exposed in sections at Arnestad, Hole (near Åsta river) and in several localities near Åsta station. A road-cut section at Beks Minde (G 5) between Rena and Åsta is described separately.

Quartzite conglomerates in the Moelv sparagmite are common, especially in the eastern area near Glomma. Also beds with quartzitic pebbles of a diameter up to 2–3 cm are exposed in road-cuts between Åsta and Rena and cover large areas north of Arnestad. A particularly coarse red arkose is developed between the rivers of Glomma and Rena. Westwards along Åsta river the Moelv sparagmite has a varying grain

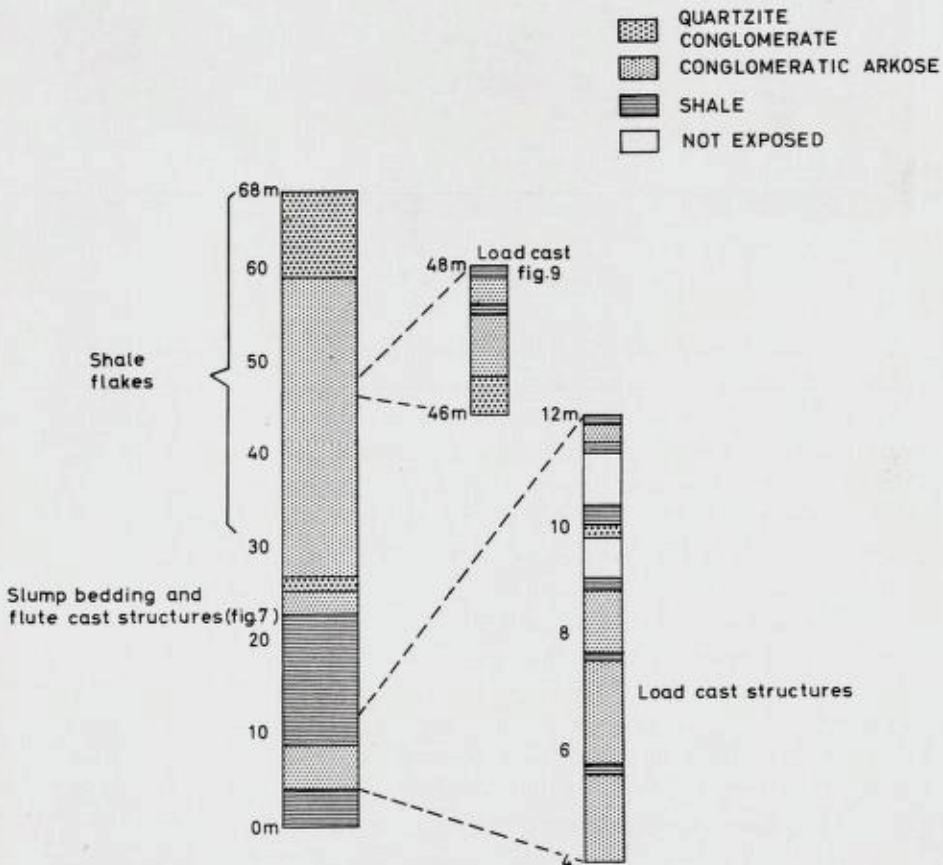


Fig. 6. The reconstructed section through the lower part of the Moelv formation at Beks Minde (G 6).

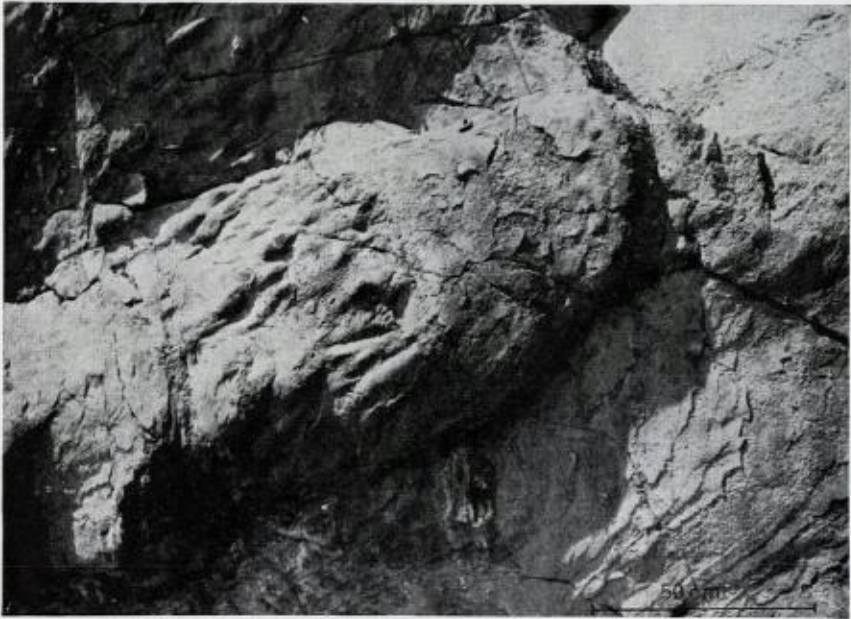


Fig. 7. Smaller flute cast superimposed on a larger flute cast structure on sole of coarse Moelv sparagmite. Beks Minde.

size, but is generally more fine-grained and contains more clay minerals. Graded bedding in arkose, with beds 30–50 cm thick, is found on the southern side of Åsta river, 1 km east of Åstadalen seter, but is not very common. Grey, red and green shale occurs in the lower part of the Moelv formation, at the transition to the Biri limestone. This shale at the base of the Moelv formation is by Skjeseth (1963) called Moelv shale. Thin beds of shale occur also within the thick and massive Moelv sparagmite.

Good exposures showing large flute cast structures are found in the road-cut just south of the bridge over Julussa (I 2), where this enters Rena river (See Figure 5). These flute casts are one of evidences of an inverted sequence south of Rena river. When reorientated to original position, these flute cast structures indicate a direction of transport towards NW (365 g). Ripple marks are found in road-cuts along the SE side of the Rena river and along the Åsta river.

The larger part of the Moelv sparagmite is very homogeneous, characterised by its lack of distinct bedding and of sedimentary structures. Cross bedding is observed, but is not very common.

At Beks Minde the lower part of the Moelv formation is well exposed in a fresh road-cut. Figure 6 shows a generalised profile through the section exposed. The lower part consists of alternating shale 1–2 m thick beds of massive arkose. The upper part is a series of arkose and quartz-conglomerates and some thin layers of shale. Fragments of dark and grey shale (5–30 cm) are found in the conglomeratic beds. At the base of this upper part well preserved flute cast structures are found. Figure 7 shows a large flute cast or a channel structure overprinted by small flute casts. Microscopic measurements of long axes close to these flute cast structures show a preferred orientation parallel to the direction indicated by the flute casts and upstream imbrication (See Figure 8). In the conglomeratic beds in the upper part of the section

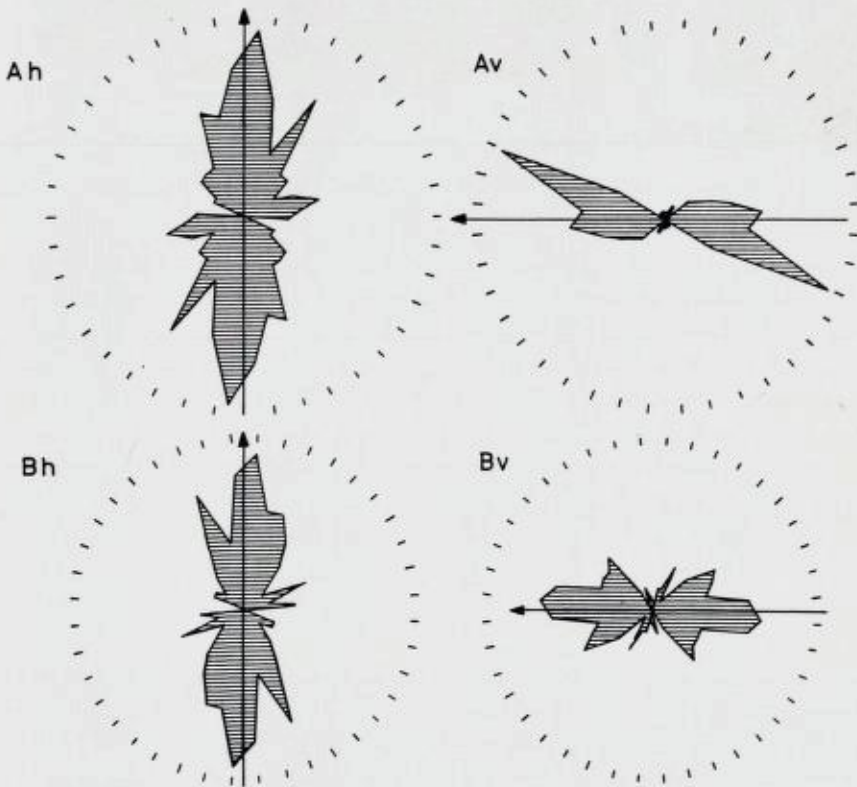


Fig. 8. Long axis distribution of grains on the sole of coarse conglomeratic bed (See Fig. 7) close to the flute casts. Ah and Bh parallel to bedding. Av and Bv perpendicular to bedding. Arrow shows current indicated by the flute casts.



Fig. 9. Shaly bed in Moelv sparagmite deformed by load cast.

fragments of shale indicate that some of the underlying shale has been subjected to erosion during the deposition of the succeeding coarser beds. The conglomeratic beds are well sorted and mainly made up by well rounded quartzite pebbles, 2–3 cm in diameter. Load cast structures are commonly found on the transition between fine- and coarse-grained beds (Figure 9). These are often deformed by post-depositional movements, like slumping. In a middle part of the section isolated balls of coarse conglomeratic sparagmite are found in the more fine-grained sediments below, and it seems probable that this is due to slumping.

Petrology.

Modal analyses (p. 36) show that the composition of the Moelv sparagmite is close to that of the Brøttum sp., except for a little lower feldspar content. The general characteristic petrology of the Moelv sparagmite is also very close to that of the Brøttum sparagmite in this area (See p. 35).

Many of the microcline grains are fresh and perfectly rounded (See Figure 11) while others are angular, weathered and sericitised

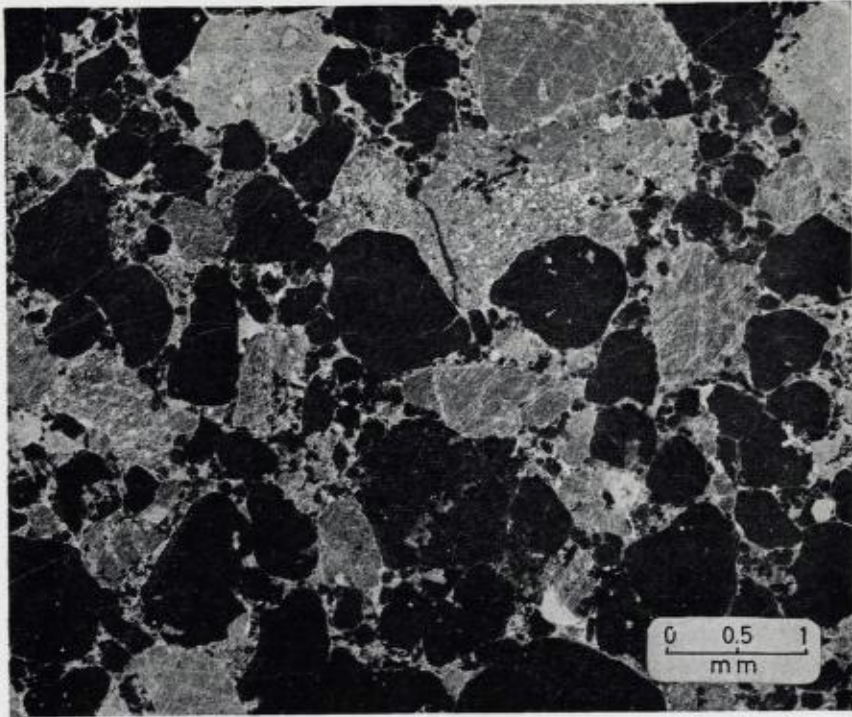


Fig. 10. Acetate peel of Moelv sparagmite (from Bekk Minde G 6). A polished surface of the rock is etched with hydrofluoric acid before making the peel.

(Figure 10). X-ray diffractometer analyses of the shale in the lower part of the Moelv formation show somewhat broadened 10 \AA reflections due to weathering of the illite.

In the lower part of the Moelv formation calcareous matrix may be found in the sparagmite. A sample of Moelv sparagmite just north of the Glomstad limestone (Biri limestone) is comprised of 30 % calcareous matrix, roughly 60 % quartz and 10 % feldspar. Here a carbonatisation of the feldspar and possibly also of the clay minerals has taken place. Some feldspar grains, mostly microcline, are slightly attacked only, while others are so completely carbonatised that just relicts of the original feldspar grains are visible. The variable carbonatisation of the feldspar grains may depend upon a varying degree of predepositional weathering because it is probable that the weathered grains were more easily carbonatised. This is an important metasomatic

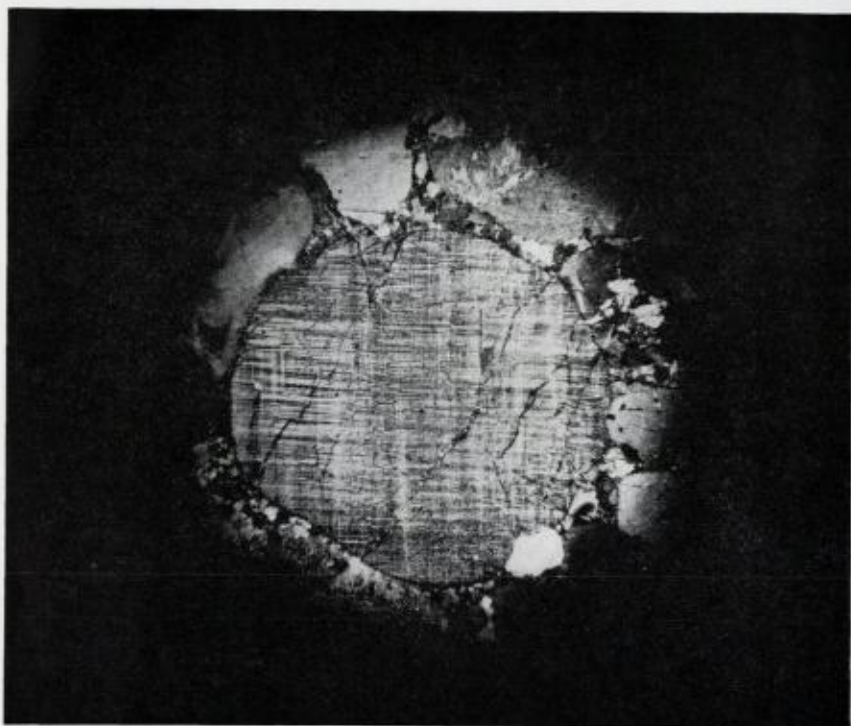
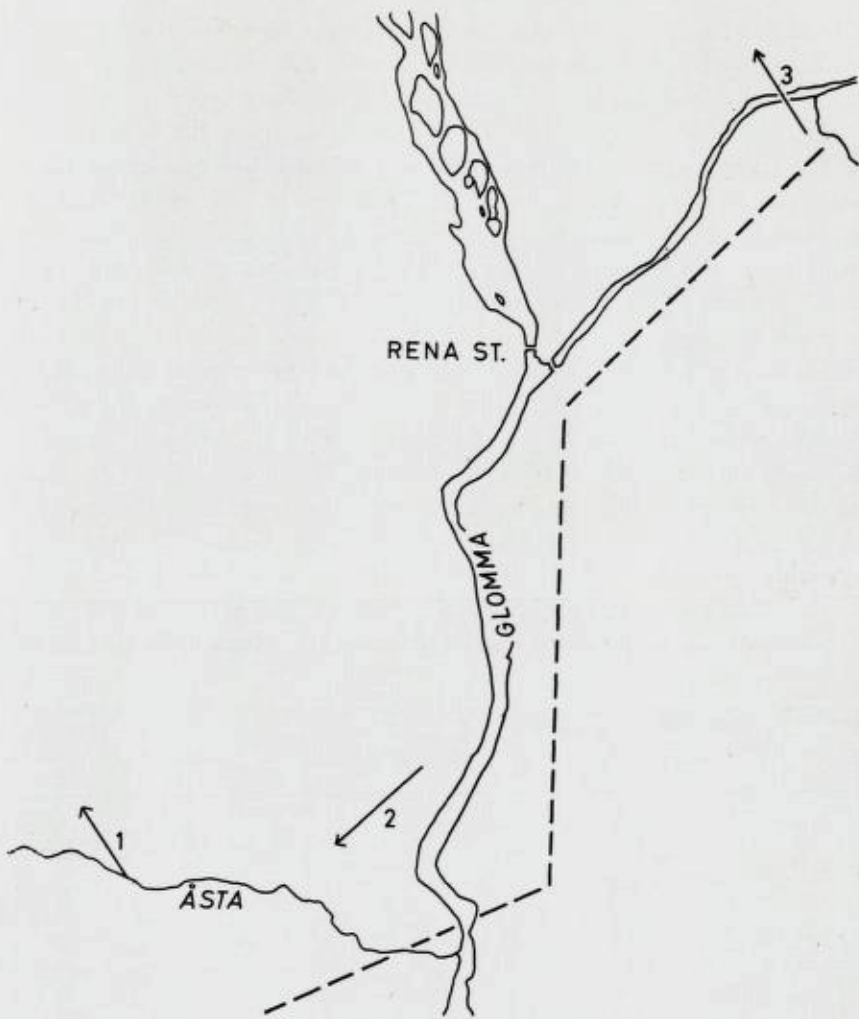


Fig. 11. Thin section photomicrograph of rounded microcline grain (3 mm in diameter).

process in the lower part of the Moelv formation, and it is probable that the calcareous solutions are derived from the underlying Biri limestone.

Discussion.

In the sections studied no indications of a break or an angular disconformity between the Biri and the Moelv formations have been found. Such a possibility cannot, however, be excluded, because none of the sections are exposed quite continuously, and also because of tectonic disturbances. Spjeldnæs (1959) has suggested that there is a break and a period of orogenic movements between the deposition of the Biri shale and the Moelv sparagmite. Spjeldnæs' assumption is based on indirect evidences, namely tectonically deformed carbonate boulders in the Moelv tillite. According to Spjeldnæs this deformation of the



----- Inferred margin of the basin at Moelv time

Fig. 12. Palaeocurrents in the Moelv formation.

1. Asymmetrical ripple marks. — 2. Flute casts at Beks Minde (probably tectonically rotated somewhat to the south). — 3. Flute casts at Julussa bridge.

carbonate boulders are predepositional. The boulders are supposed to be derived from the Biri limestone, and even if this is very probable, the possibility that the limestone boulders are older can not be excluded. It

might also be questioned whether it is relevant to relate a local recrystallisation of limestones to major orogenic movements. Such recrystallisation could also be produced by faulting along the margin of the basin, which probably took place at the beginning of the Moelv time.

The transition from the Biri formation to the Moelv sparagmite must represent an important change in the conditions of sedimentation. Such a change could most easily be explained by faulting along the margins of the Sparagmite basin, giving a stronger relief and a more rapid erosion. This theory is put forward by Holtedahl (1921) to explain the deposition of the Moelv sparagmite in Engerdalen near the eastern margin of the basin, and later as a more general statement by Skjeseth (1963, p. 30). The deposition of the Moelv sparagmite could also be explained as a rapid deposition of glaciofluvial material. Remains of the Moelv sparagmite are not found outside the margins of the basin and while the Biri formation was transgressive (See p. 14), the Moelv formation was probably regressive. Figure 12 shows the available palaeocurrent data from the Moelv formation, indicating a direction of transport roughly perpendicular to the predicted shoreline.

Sole markings like flute cast structures are often associated with



Fig. 13. Moelv tillite at Rønningen (H 4).

turbidites (Bouma, 1962, p. 135), but may also be found in shallow-water deposits (Rücklin 1938; K. Birkenmajer 1965). Graded bedding of the scale and repetitiveness typical of turbidites is rarely found. It seems very unlikely that the coarse and well sorted quartzite conglomerates could have been deposited by turbidity currents. The thick massive beds of coarse arkose can not be regarded as typical for turbidite deposits, at least not of the flysch type described by Bouma (1962). The author is inclined to interpret the Moelv sparagmite as a delta or relatively shallow water deposit along the eastern, southern and partly also the western margin of the Sparagmite basin. In Bjørånes north of Koppang which must represent a more central part of the basin, the Moelv sparagmite is lacking and a dark shale only is found below the Moelv tillite (K. Bjørlykke 1965).

Moelv tillite.

The border between the Moelv sparagmite and Moelv tillite is not sharp. The transition is a zone, 1–2 m thick, characterised by a gradually increasing frequency of scattered pebbles and boulders up to the typical Moelv tillite. The thickness of the Moelv tillite in the Rena District is about 15–20 m. The tillite is homogeneous and usually does not show any trace of bedding, but a lamination within parts of the tillite is found in some of the road-cut exposures from

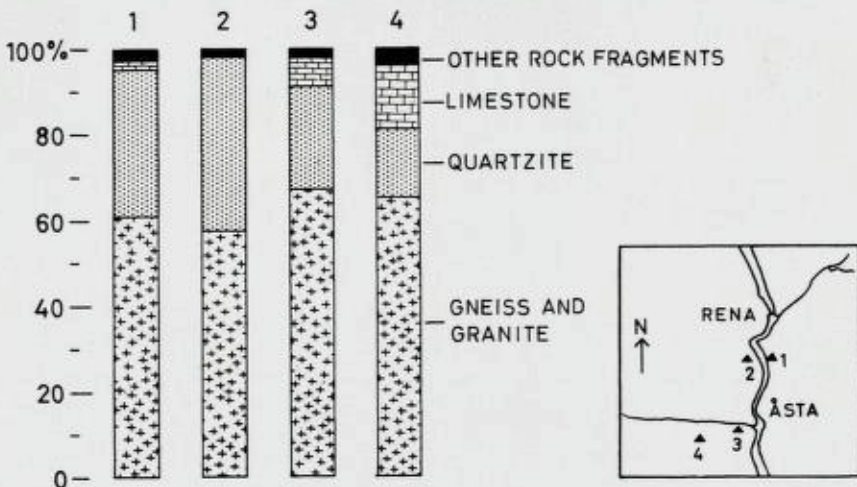
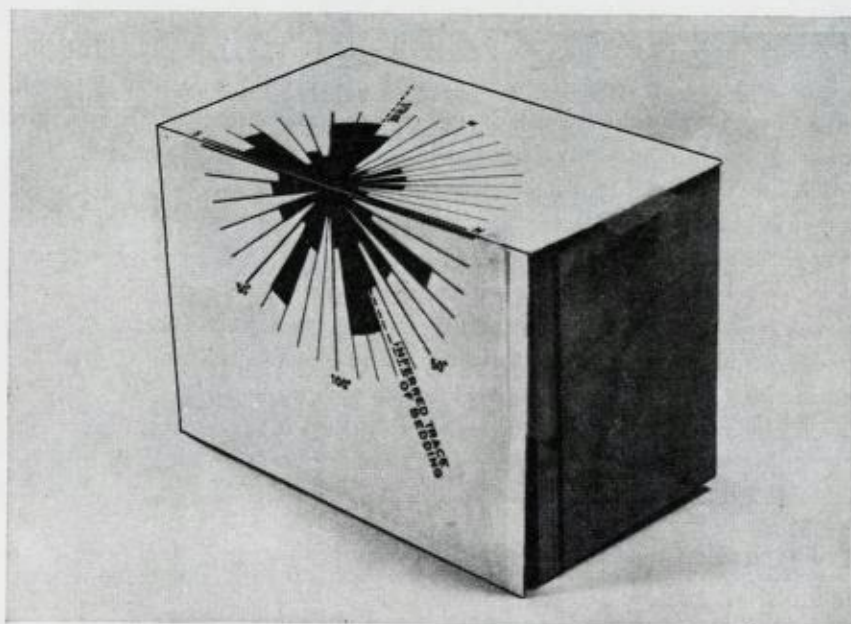
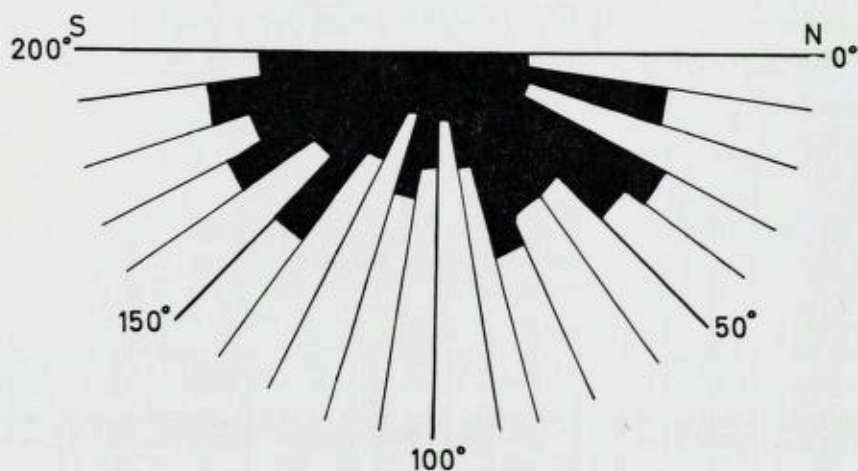


Fig. 14. Composition of pebbles (> 2 cm) in the Moelv tillite.



a



b

Fig. 15. Long axis distribution in Moelv tillite.

a. From road-cut at Gran 2 km south of Rena (100 readings). — b. From railway-cut 1 km south of Rena. Vertical cut (100 readings).



Fig. 16. Thin section photomicrograph of Moelv tillite. Note angular grains.

Åsta to Rena. The pebbles may be angular or well-rounded, and boulders exceeding 1 m in diameter are found. The matrix consists of sand, silt and clay minerals, and the composition of the pebbles are shown in Figure 14. In the westernmost tillite localities close to Åsta and Jernåen (D 6-7), there seems to be a lower frequency of boulders and a little more fine-grained matrix. This may be regarded as a transitional stage to the boulder-clay facies, which is thought to represent a facies of the more central parts of the basin (P. Holmsen 1954; K. Bjørlykke 1965).

The origin of the Moelv tillite.

The Moelv tillite (or Moelv conglomerate) has received attention from most geologists working in the Sparagmite area. With its unsorted character and large boulders it is easily distinguished from ordinary shore and delta conglomerates.

Holtedahl (1922) was the first to point out that this conglomerate had many features in common with Pleistocene till-deposits, and suggested that the Moelv conglomerate, like the Eocambrian tillites in

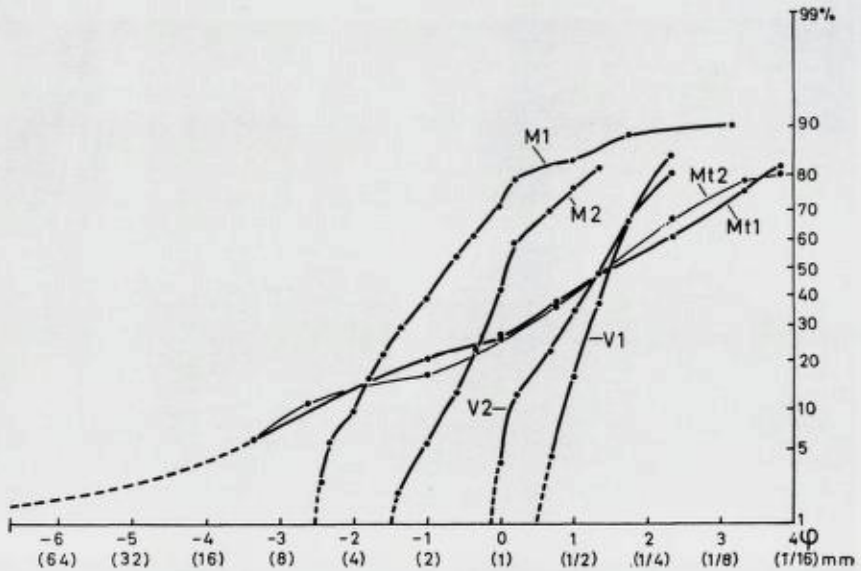


Fig. 17. Grain size distribution in Moelv tillite compared with other sparagmites. The measurements are made by use of point counting in thin sections and for the coarser grained sediments measurements were made on acetate peel prints (See fig. 10) and pebbles and boulders in the outcrop.

M 1 Moelv tillite. Locality Gran 2 km south of Rena (600 counts).

M 2 Moelv tillite. Locality Gran 2 km south of Rena station (200 counts).

V 1 Vemdals s.st. (Vardal sparagmite) 1.5 km south of Rena station (250 counts).

V 2 Vemdals s.st. (Vardal sparagmite) Locality Julussa NE of Rena (161 counts).

M 1 Moelv sparagmite. Locality Julussa NE of Rena (386 counts).

M 2 Moelv sparagmite with calcareous matrix. Locality N. of Glomstad (330 counts).

Finnmark, had a glacial origin. Holtedahl was also aware that the Moelv tillites were not terrestrial tills but glacial sediments dropped from floating icebergs. In Finnmark, tillites of both terrestrial and marine type have been observed (Reusch 1891, Holtedahl 1918, and Føyn 1937). Good examples of striated boulders in these tillites are found in Finnmark (N. Norway) by Reusch (1891, p. 81), by the present author in the Bigganjargga tillite (unpublished results) and in Sweden (Kulling 1951, p. 4), but not in Southern Norway. In Southern Norway pebbles are very difficult to extract from the well-consolidated Moelv tillite and striations present could be caused by tectonic deformation. The interpretation of these conglomerates as glacial deposits has

been accepted by most Scandinavian geologists, probably because of their resemblance to some of the glacio-marine Pleistocene deposits.

In recent years alternative theories such as deposition by mudflows or turbidity current have been put forward to explain the origin of the tillites, or tilloids to use a more descriptive term (L. J. G. Schermerhorn, and W. I. Stanton 1963).

Nelson (1963) claims that probable turbidite origin for the S. Norwegian sparagmites affords an alternative hypothesis to that of glaciation for the Moelv conglomerate. However, indications of typical turbidite environments have only been found in the Brøttum sparagmite in a restricted area around Lillehammer. It should also be stressed that glacial and turbidite environments are not mutually exclusive of each other.

In the discussion of the possible glacial origin of the Moelv tillite the following facts should be stressed.

1. There is no trace of an erosional contact at the base of the Moelv tillite, but there is a gradual transition from the Moelv sparagmite into the tillite. This is also the case at the upper boundary with the Ekre shale.
2. Graded bedding or slumping are not observed in the Moelv tillite.
3. Angular boulders and blocks exceeding 1 m are found, and the sediment shows poor sorting (Figure 17).
4. The primary long axes fabric shows an almost random distribution (Figure 15).
5. The Moelv tillite has a wide distribution in Southern Norway and in corresponding beds in Sweden.

These facts fit well with what we should expect from a sediment deposited by dropping from floating icebergs, and with our knowledge of similar Pleistocene deposits. From the list above it should be apparent that the Moelv tillite has so few characteristics in common with turbidites that this mode of origin should be excluded. The theory that the Moelv tillite is a mudflow should not immediately be rejected, but the fact that the tillite in southern Norway only occurs in one single stratigraphical horizon over roughly 10 000 km² makes this origin less probable. On the other hand palaeomagnetic evidences indicating an equatorial position of Norway in Eocambrian time, do not fit well with a glaciation at that time (Harland 1965).

Although the author is inclined to support a theory of glacial origin of the Eocambrian tillites, no categorical statement to this problem should be made until we have more facts about these deposits.

Ekre shale.

Good exposures of Ekre shale are found in a railway-cut 1 km south of Rena station. Because of its poor resistance to erosion the Ekre shale is rarely exposed.

The varve-like lamination often reported in the Ekre shale (Holte-dahl 1953), is found here, but is not always prominent. The colour of the shale is often dark grey, but alternating red and green beds are frequently found. The thickness is about 30 m.

Petrology:

Quartz and feldspar (30 %): Quartz, microcline and albite/oligoclase are observed. Grain size mostly below 0,1 mm, not exceeding 0,15 mm.

The phyllosilicates are muscovite, biotite and chlorite. These minerals are parallel-oriented, giving a good cleavage parallel to the bedding. Biotite and muscovite are probably clastic minerals derived from a metamorphic source rock. The chlorite, however, occurring in fibrous aggregates, seems to be recrystallised.

Vemdal Formation (Quartz sandstone formation).

The Vemdal sandstone is divided by Vogt (1924) into an upper quartzitic member (Ringsaker quartzite) with a low feldspar content, and a lower feldspathic sandstone (Vardal sparagmite). The border between these members is not well-defined, and the feldspar content gradually decreases upwards from the Vardal sparagmite to the Ringsaker quartzite. In the Rena District the Vemdal sandstone is in an allochthonous position in the Vemdal nappe on both sides of the valley from Åsta towards Elverum, resting upon Cambro-Silurian shale. Vemdal sandstone in a parautochthonous position is found east and south of Rena station. An almost complete section through the Vemdal sandstone is exposed in the road-cut 2 km south of Rena st. Also on the eastern side of Kletten (F 7-8) near Åsta the Vemdal sand-

stone passing into lower Cambrian shale is relatively well exposed. The sediments have a strong red colour due to iron oxides.

Vardal sparagmite is defined as the lower, feldspar-rich member of the Vemdal formation (Quartz s. st. formation) (Vogt 1924). The border towards the overlying Ringsaker quartzite is not defined more precisely.

Thin section examination of 9 samples of Vardal sparagmite (See Figure 20 b) revealed that the plagioclase content was low (0–4 %) in all specimens examined, and that the total feldspar content and the amount of matrix varies. The grain size is regularly lower than in the Moelv and Brøttum sparagmites, rarely exceeding 2 mm. The quartz and feldspar grains have commonly developed a net of fissures, and on the contact between two grains contact undulosity (See p. 10) is often observed. The matrix consists mainly of chlorite and sericite. Among the accessory minerals zircon is most common occurring both as single grains and as well-rounded crystals in grains of quartzite. Less common is tourmaline, sphene and small grains of apatite, usually found as inclusions in quartzite grains.

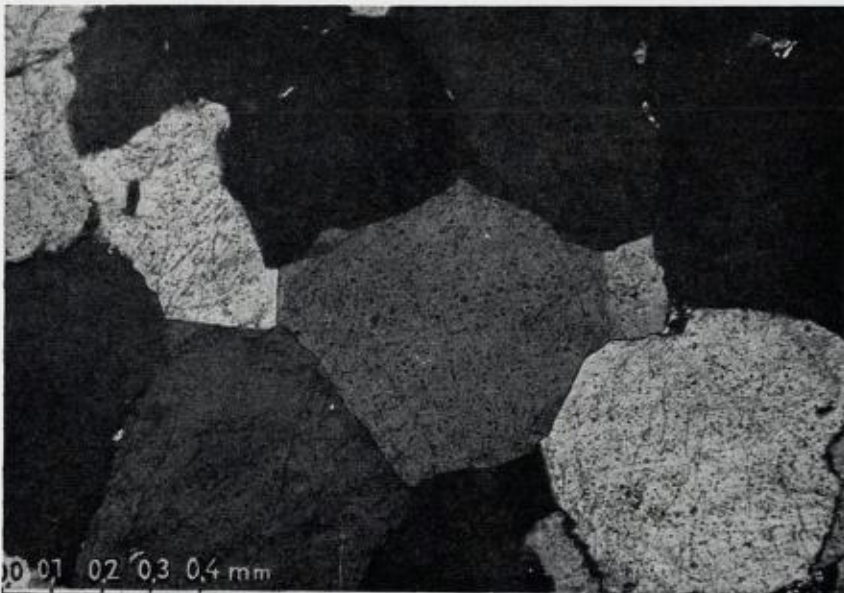


Fig. 18. Secondary overgrowth of quartz in optic continuity with the original grain which is indicated by the line of inclusions.



Fig. 19. Linguoid ripple marks in Lower Cambrian sandstone at Glomstad.
Current from left to right (towards WSW).

The typical *Ringsaker quartzite* is a relatively pure and well recrystallised ortho-quartzite, most commonly with a greyish-blue colour.

Examination of thin section reveals solution marks between adjacent quartz grains and secondary overgrowth filling up practically all open pore space (Figure 18). This is probably due to welding during the diagenesis. Undulatory extinction, which is found in most grains is, at least partly, caused by post-depositional tectonic deformation. The small amount of matrix found between the grains, is mostly made up by iron oxides and some chlorite and sericite. As in the Vardal sparagmite zircon is the predominant heavy mineral, and tourmaline and sphene are less common.

Cambrian and Ordovician sediments.

Fossiliferous Cambrian and Ordovician sediments overlying the Vemdal sandstone, have been preserved from erosion in the overturned syncline from Brumundkampen to Åsta in front of the Moelv anticli-

norium (See p. 43 and map.). Farther south towards Elverum, Cambrian shales are found below and between the allochthonous sheets of Vemdal sandstone. From these localities relatively detailed descriptions with fossil lists are published by Törnebohm (1896, p. 30 and p. 66), Schiøtz (1902, p. 16 and p. 17) and K. O. Bjørlykke (1905, p. 37–41). The best profile is found on the eastern bank of Glomma near Åsta station. Lower Cambrian sandy shales are here particularly well-exposed, showing ripple marks and worm trails. Figure 19 shows ripple marks of the linguoid type indicating a direction of transport towards WSW. These ripple marks may represent local conditions only.

The petrology of the Brøttum, Moelv and Vardal sparagmites.

In order to classify and characterise the Brøttum, Moelv and Vardal sparagmites, which in hand specimen may look rather similar, modal and chemical analyses have been carried out (See p. 36, 38). Numerous classifications of sandstone are introduced in sedimentological literature, and recent reviews on such classifications are given by Huckenholz (1962) and Klein (1963). Some of the classifications of sandstone as Folk (1954) distinguish between metamorphic rock fragments (meta-quartzite included), igneous rock fragments and quartz. Such distinctions are not very sharp, and it may be difficult to decide whether a small rock fragment has an igneous or a metamorphic origin. The distinction between quartz and quartzite fragments might also cause problems. The author has therefore found the classification of Pettijohn (1949) best suited in the case of the present sparagmites. Figure 20 a shows the result of the modal analyses, and it appears that the difference in composition between the Moelv and the Brøttum sparagmites is relatively small and that they both should be classified as arkoses. The Vardal sparagmite (Vemdal formation) has a very variable and generally lower feldspar content and should be classified as feldspathic quartzite. Figure 20 b shows that the feldspar in the Vemdal formation is mainly microcline, while the Moelv and Brøttum sparagmites have a higher plagioclase content.

As a supplement to the modal analyses sodium and potassium analyses from the same formations were carried out (See figure 21). The result is in good accordance with the data from the modal analyses and shows a low sodium content for the Vemdal formation. The low $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ or *plagioclase/microcline* ratio in the Vemdal formation is not a local

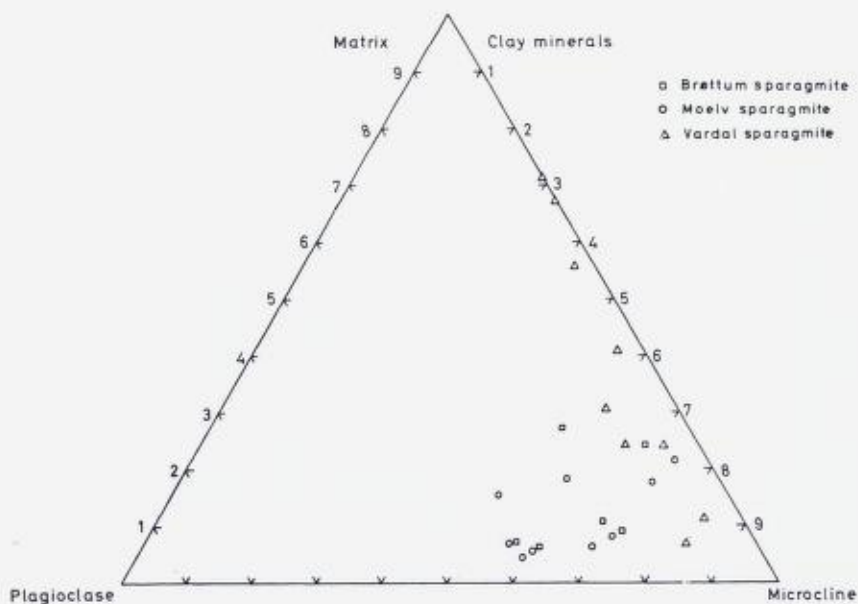
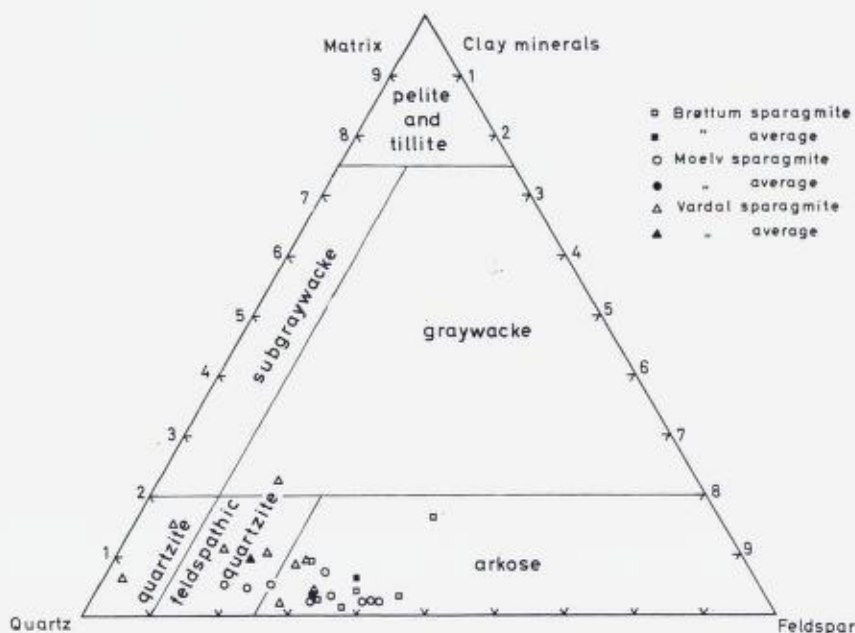


Fig. 20. Modal analyses of 25 sparagmites of the Rena District.

a) Plotted in a diagram after Pettijohn (1949). — b) matrix, plagioclase, microcline distribution when quartz is excluded.

phenomenon, and similar low plagioclase/microcline ratios relative to the older sandstone formations are found by Brit Løberg (University Thesis 1965) from Gausdal, and Englund (1966) from the Fåvang area south of Ringeby. Also in Herjedalen in Sweden the Vemdal formation shows a lower *plagioclase/microcline* ratio than the red and grey sparagmites corresponding to the Moelv sparagmite (Stålhøys 1956 and 1958 p. 221–22). The sparagmites in the areas mentioned are only slightly metamorphosed, and metasomatic processes with recrystallisation of the feldspar are not likely to have taken place. It seems therefore necessary to assume that the low plagioclase content in the Vemdal formation is due to a selective break-down of plagioclase relatively to microcline during the process of weathering and transportation. This is in good accordance with the data on weathering of granitic rocks published by Goldich (1938). While the sodium from the weathered feldspar is readily dissolved in the water some of the K^+ ions are fixed to the negative colloid clay minerals, and some of the potassium may thus remain in the matrix of the sediment (V. M. Goldschmidt 1954). The Na_2O/K_2O ratio should therefore be a good maturity index for sandstones from a source rock of granitic or intermediate composition. In this case the Vemdal formation has both a lower total feldspar content and a lower Na_2O/K_2O ratio than the Brøttum and Moelv formations and should be characterised as being more mature than the latter. This is also supported by thin sections in which feldspar grains of the Vemdal formation appear more weathered than the feldspars of the older sandstone formations.

A higher sodium content in the granulites of the Opdal District than in the sparagmites further south (Gudbrandsdalen and Engerdalen) is interpreted by Barth (1938) as a result of an increasing sodium metasomatism as the metamorphism increases. This interpretation presupposes that the sparagmites primarily had a relatively homogeneous composition, but recent investigations show that sparagmites have been formed by denudation of source rocks of different composition and under variable conditions. Strand (1951) arrived at a similar conclusion to that of Barth, interpreting the plagioclase gneisses in northern Gudbrandsdal as a result of metasomatic replacement of potassium feldspar. However arkoses bearing almost exclusively plagioclase feldspar (25 %) (in the Moelv formation) have been reported by Englund (1966) farther south in the less metamorphic Fåvang District, showing that plagioclase gneisses may have a clastic and non-volcanic origin and are

not necessarily metasomatically altered. While the sparagmites in the southern and eastern part of the Sparagmite basin mainly are derived from granitic gneisses, the sparagmites in the NW seem to have had a more plagioclase-rich source.

Normative calculation of the feldspar content in arkoses based on alkali analyses.

In relatively pure quartz-feldspar-rocks such as the arkoses dealt with in this paper, nearly all sodium and potassium is present in the feldspars. The amount of potassium present in light mica is low in relation to the potassium present in microcline. Figure 22 shows the results of a normative calculation of the feldspar content based on alkali analyses (See Figure 21) compared with the results of the modal analyses on the same samples. All potassium is here calculated as microcline and all sodium + 10 % as plagioclase (An_{10-20}). Because of the sodium content in microcline the calculated microcline content is higher than the result of the modal analyses. As shown on Figure 22 the modal feldspar content determined by the two methods is quite similar. The low content of normative feldspar in Vardal sparagmite relative to the results of the modal analyses may be due to loss of sodium and potassium during the more severe weathering in the Vardal sparagmite. Such weathering may chemically change the feldspars without destroying the grains observed during point counting.

For the chemical analyses larger samples can be crushed and split up, reducing the possibility of an error in sampling. Thus, for coarse-

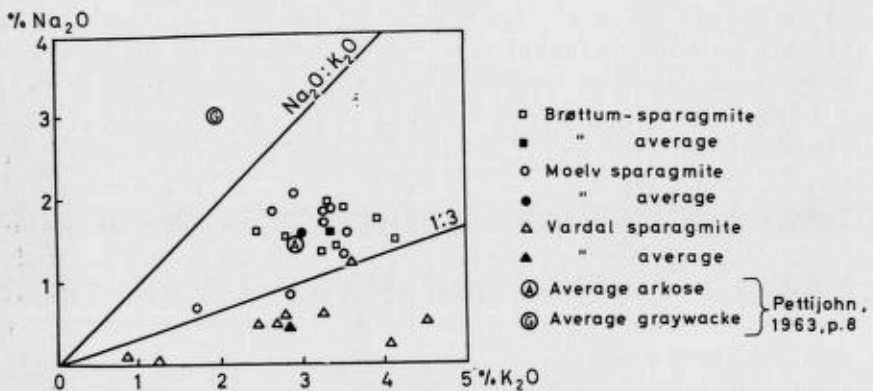


Fig. 21. Flamephotometric analyses of 27 samples of sparagmites from the Rena district.

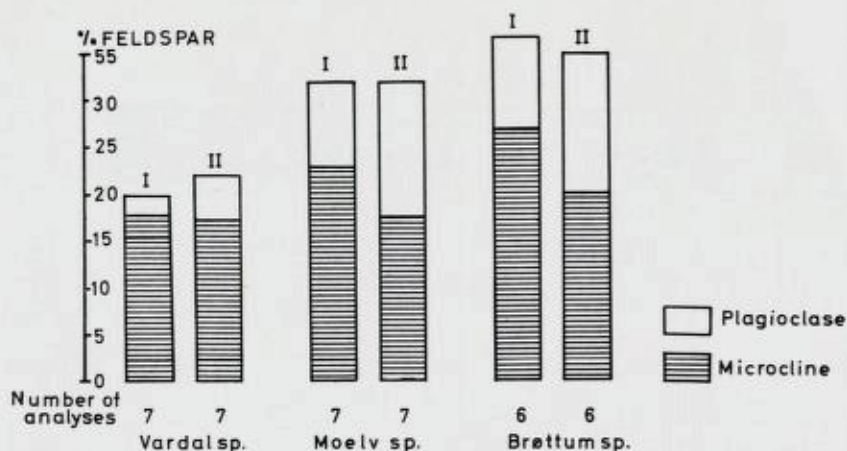


Fig. 22. The feldspar content in some sparagmites from the Rena area.
 1. Modal analyses. — 2. Normative feldspar based on sodium and potassium analyses of the same samples.

grained sparagmites, the normative feldspar content is probably more reliable than the modal analyses from thin-sections.

Sedimentation and weathering and palaeoclimate.

The various formations in the Sparagmite group show a great lithological variation, including conglomerates, arkoses, shales and limestones. This contrast in the degree of maturity, or weathering, of the sediments not only changes from one formation to the other but also from bed to bed and even within the same hand specimen. In thin section one may observe some strongly weathered feldspars (both plagioclase and microcline) adjacent to fresh and unweathered feldspars. A similar variation in the degree of weathering is described by Krynine (1950) from the Triassic arkoses of Connecticut. Krynine concludes that this is the result of a mixture of sediments derived from at least two different environments. Figure 23 shows how fresh detritus is derived from the canyons and mixed with weathered sediments on both sides of the canyon.

Because of the fresh appearance of the larger part of the feldspar in most sparagmites, it has been suggested that the sparagmites were deposited during a period of dry climate (Holtedahl 1953, p. 162),

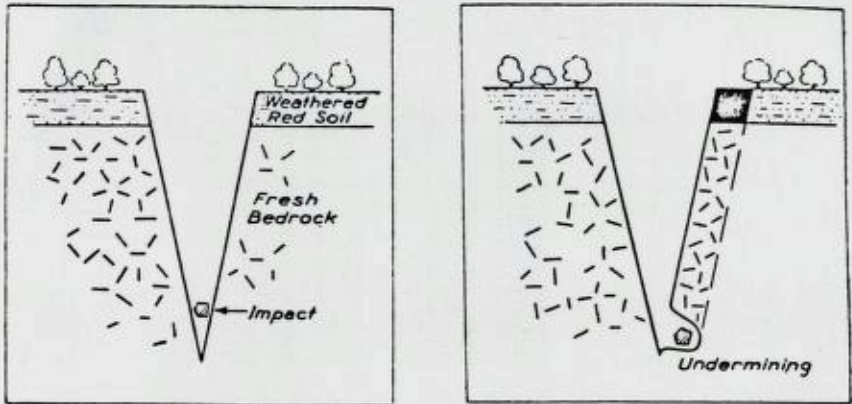


Fig. 23. Double locus of chemical weathering within canyons (after Krynine, 1950).

but as pointed out by Hadding (1929, p. 167) this implication can not be based on fresh feldspars alone. First of all, thin sections show that the weathered feldspars occur quite commonly, indicating that at least a part of the source rock had been subjected to severe weathering. Secondly, Krynine (1935) has shown that fresh feldspar is no indication of cold or dry weather since recent arkoses are reported from Mexico deposited in a humid climate. It is concluded that the weathering of the feldspars is related to mode of erosion and sedimentation rather than the climate.

The boron content in some Eocambrian and Cambrian rocks.

Goldschmidt and Peters (1932) have shown that boron is enriched in marine sediments mainly in the clay minerals. Analyses of the boron content in Norwegian sediments have been published by Landmark (1944) and Spjeldnæs (1962). The latter has published 92 analyses mainly from the Cambro-Silurian of the Oslo Region, but also some from the Sparagmite group. In table 2 the result of spectrographic analyses of sparagmites from the Rena District is listed. These spectrographic analyses have been carried out by Professor I. Oftedal who suggests that the errors may be up to 50 % by this method.

The boron content in the analysed sparagmites regularly shows a higher value than is expected for fresh water deposits (Goldschmidt 1932) and should therefore be indicative of marine environment, but no

definite conclusion should be drawn at this stage about the salinity of water in the Sparagmite basin. Because boron is supposed to be present in the clay minerals the amount of clay minerals should also be taken into consideration in this connection.

The basal tillites (placed in the author's disposal by Per Holmsen) show the same amount of boron as the other samples from the Sparagmite Region. The limestones show as expected low boron values (Goldschmidt 1932).

Table 2.

No.	Sample	Locality	Boron content p.p.m.
1.	Holmia shale	Tømten, Ringsaker	300
2.	Peltura limestone	Bank of Glomma (Åsta)	*
3.	L. Cambrian shale	Bank of Glomma (Åsta)	300
4.	L. Cambrian shale?	Engåen south of Rena station	100
5.	Vardal sparagmite	Hemmestad south of Åsta river	300
6.	Vardal sparagmite	Kletten	*
7.	Vardal sparagmite	Julussa NW of Rena station	*
8.	Shale-flake in Moelv sparagmite	Beks Minde	100
9.	Moelv shale	Beks Minde	100
10.	Moelv shale	Høistad NW of Rena station	100
11.	Moelv shale	Julussa NW of Rena station	100
12.	Biri shale	Skyinna N of Rena station	100
13.	Biri limestone	Glomstad	*
14.	Brøttum sparagmite	Engulfsjell	*
15.	Moelv tillite	South of Rena station	100
16.	Basal tillite	Magnhildbrennskarven, Engerdalen	100
17.	Basal tillite	Andrå, Storsjøen	100
18.	Basal tillite	Møra, Rendalen	100
19.	Basal tillite	Mistraflaket, Rendalen	100
20.	Moelv tillite	Jernåsen S of Åsta river	300
227.	Ekre shale	Ringsaker, Moelv (Spjeldnæs 1962)	90
51.	Tillite	Tana, Finnmark (Spjeldnæs 1962)	200

* < 100 p.p.m.

Tectonics.

The area investigated is located in a corner of the Sparagmite basin with crystalline Precambrian rocks south and east of the sediments of the Sparagmite group. Three different tectonic units can be distinguished:

1. Crystalline Precambrian basement with overlying autochthonous Cambrian sediments; locally also Vemdal sandstone.
2. Vemdal (quartz sandstone) nappe thrust above Cambrian shales.
3. Folded, parautochthonous Eocambrian and Cambro-Ordovician sediments in the basin.

The Vemdal (quartz sandstone) nappe.

The overthrust position of the Vemdal sandstone on both side of the valley from Elverum to Åsta was first pointed out by Schiøtz (1902). Outliers of the Vemdal nappe with underlying Cambrian shale NE of Elverum and also a comparison between the sections in Øksna and Kletten west of Rena, made it possible for him to prove that the Vemdal sandstone was thrust above fossiliferous Cambrian shales for a distance of 25–40 km. Similar thrusting of the Vemdal sandstone was later described farther west around the northern part of Randsfjord (Holtedahl 1915), and this important tectonic unit is now known to extend from Hemsedal, in the SW, northeast-wards into Sweden, where the Vemdal sandstone is also known as Ströms quartzite.

Due to poor exposure the mapped area south of Åsta is not well suited for a study of the details within the nappe. It appears, however, from the repeated units of arkose or feldspathic sandstone (Vardal member) at the base and more pure quartzite (Ringsaker member) at the top, that the nappe has an imbricated structure, probably with thin sheets of Cambrian shales between each unit. No such shale has been observed in the mapped area, but further south in the rivercut of Øksna the imbricated structure with Cambrian shales between two units of Vemdal sandstone can be studied (Schiøtz 1902).

From what we can observe the nappe has a structure very similar to the quartzite nappe around Lake Ormsjø, Southern Lappland, Sweden, as described by T. Du Rietz (1960). On the basis of numerous drill holes through the nappe into the basement of crystalline Precambrian, Du Rietz was able to draw detailed profiles demonstrating the

imbricated structure of the nappe. It appears that the alum shale has served as a lubricating medium between each unit of Ströms quartzite (Vemdal formation).

Skjeseth (1963, p. 103) has described the contact between the quartzite and the alum shale at Hov west of Mjøsa, where the thrust plane is well exposed and he has given a detailed description of the imbricated nappe structure from a section in southern Ringsaker.

As pointed out by Skjeseth (1963), the underlying Ekre shale has served as a gliding horizon for the Vemdal nappe (quartz sandstone) in the basin. This nappe was thrust southwest-wards out of the basin for a distance of 25–40 kms on the Cambrian shales. Thus the overlying Ordovician sediments must have been folded or thrust in front of the nappe and then eroded.

The folding of the parautochthonous sediments.

As it will appear from the map and the profile the sediments of the Sparagmite group are folded, and the competent arkose and sandstone formations have produced large anticlines and synclines. The synclines have in some cases been torn off into thrust faults. Smaller folds are mostly found in the incompetent shale and limestone formations. Observed fold axes and lineations are too rare for statistical treatment.

An important tectonic structure within this area is the large anticlinorium along the southern margin of the Sparagmite basin, named the Moelv-Rena anticline by Skjeseth (1963, p. 90). The southern inverted limb of an anticline belonging to this tectonic unit is found in Kletten west of Åsta st. The northern limb is exposed in the road cut section close to Engåen (G 4) south of Rena, where we find Vemdal sandstone with the Lower Cambrian basal conglomerate at the top (p. 32). The succeeding dark shales along Engåen are strongly tectonised and are probably remnants of Cambrian shales, although no fossils have been found here. Farther north a grey shale (Moelv shale) appears grading into Moelv sparagmite. This is a good example of a thrust fault with an upthrust northern part.

The Biri shale is found along the Rena river making up the core of an anticline with Moelv sparagmite on both limbs. This is most probably a fold with the SE limb inverted (p. 20) and pressed up against the southern margin of the Sparagmite basin.

Northwards from Digeråsen and Engulsfjell the Brøttum sparagmite appears in a large anticlinorium with a southern vertical or inverted limb.

Another anticlinal structure is marked by the Biri shale and limestone in outcrops from Arnestad to Åsta river at Hole Seter (C 5-6) and as it appears on the map its fold axis must have been deformed to an *f* shaped flexure. Farther south there are no exposures between the Åsta river-cut and the road and railway sections along Glomma. A similar axial flexure must be assumed to exist in this area parallel with the Arnestad anticline.

The axial flexure is most easily explained as a drag effect towards the eastern margin of the basin east of Glomma, probably resulting in a vertical fold axis. Such vertical fold axes in a small scale are found at Brenna (D 5) along the Arnestad anticline.

P. Holmsen and Chr. Oftedal (1956) have suggested that not only the Vemdal nappe is allochthonous, but also that the rest of the Sparagmite group belongs to what they called the Sparagmite nappe. According to the interpretation by Skjeseth (1963), however, the sparagmite in the southern part of the Sparagmite basin (exclusive of the Vemdal nappe) is in a parautochthonous position and only folded against the margins of the basin of deposition. Both the palaeogeographical reconstructions (See p. 25) and the tectonic pattern in this area are evidently strongly influenced by the local relief in the crystalline basement, and seem to support Skjeseth's interpretation.

According to Schiøtz (1902, p. 103) the margin of the basin served as rigid fences or walls, against which the sediments of the Sparagmite group were pressed during the Caledonian folding producing asymmetrical folds. A similar interpretation has been put forwards by Skjeseth. It is, however, difficult to reconstruct the primary relief of the margin of the crystalline basement due to later faulting. It may be questioned whether the primary relief was strong enough to produce such large folds as the Moelv-Rena anticline. Asymmetrical folds along the margin of the basin may also be caused by a thinning-out of incompetent layers towards the basin margins (DeSitter 1956, p. 240). It is therefore possible that the Moelv-Rena anticline is also, at last partly, caused by the thinning-out of the Biri formation towards the margin.

Faults.

The Sparagmite basin is a down-faulted basin in a crystalline Precambrian basement complex, and to understand the Caledonian folding and the late Caledonian or Permian faulting it is necessary to know the Eocambrian fault-system controlling the topography of the crystalline basement. Prominent Eocambrian fault or flexure zones such as the Rendal fault (Skjeseth 1963) and the Engerdal fault (Holtedahl 1921) seem to coincide with late Caledonian or Permian faults. No faults of the magnitude of the above mentioned are found within the mapped area, but a more irregular set of faults has been mapped. The thrust plane of the Vemdal nappe is found on the east side of the Glomma valley in Kråkeberget approximately 500 m a.s.l., while the same thrust plane occurs 350 m a.s.l. on the western side. This must be explained by a N-S-going fault which caused a relative elevation of the eastern side. This fault seems not to have affected the sediments of the Sparagmite group farther north. To the NW the uplifted area around Kråkeberget is limited by a fault trending in a northeastern direction a little south of Åsta. A very marked red-coloured breccia in the Glomstad section along Glomma does probably belong to this fault zone. A breccia in the crystalline Precambrian south of Hemme-sjøen is interpreted as a continuation of the same fault. A red-coloured breccia at the ski-jump SE of the bridge over Julussa (I 2 — J 2) in the upper part of the Vemdal sandstone is very similar to the one at Glomstad and may represent a continuation southwards of the Rendal fault, but is difficult to trace farther south.

Along the Glomstad section on the eastern bank of Glomma a series of faults is encountered. This section is described in details by the following authors: Törnebohm (1896, p. 30), Schiøtz (1902, p. 19) and K. O. Bjørlykke (1905, p. 40).

The section is intensely faulted, usually in a NE—SW direction parallel to the fold axis, but a dextral wrench fault in a NW—SE direction is also observed on the transition between the Ringsaker quartzite and the Lower Cambrian.

Discussion.

The folding of the Sparagmite group may be described as a process of «décollement» with Ekre shale as the upper detachment layer for the Vemdal (quartz sandstone) nappe. A lower less pronounced detachment layer is the Biri shale and limestone which have served as a

incompetent gliding horizon during the folding of the sediments below the Vemdal nappe. An even lower detachment layer towards the crystalline basement may exist, but this contact is nowhere exposed. No indications of folding of the crystalline basement have been found.

To summarise the tectonic events in the area the following succession should be listed.

1. Thrusting of the Vemdal nappe out of the basin on Cambrian shales.
2. Folding of the parautochthonous sediments of the Sparagmite group, with formation of the Moelv-Rena anticline.
3. Vertical faults.

It is difficult to give absolute datings of this tectonic activity or to relate it closely to other tectonic events. Skjeseth (1963) has suggested that the thrusting of the Vemdal nappe was simultaneous with the thrusting of the Upper Jotun nappe and the Kvitvola nappe corresponding to the Ardennian or Erian phase (L. Devonian?) (Vogt 1928). The faults cut quite clearly through the fold-structures and the thrust plane of the Vemdal nappe, but the author has no means of deciding whether the faults are late Caledonian (U. Devonian) or Permian. They are, however, very similar to many of the faults for which a Permian age has been proposed.

Sammendrag.

Stratigrafi og sedimentologi i sparagmitt-bergartene ved Rena i Østerdalen.

Avhandlingen representerer et forkortet utdrag av forfatterens hovedfagoppgave ved Universitetet i Oslo, våren 1964. Nye observasjoner er kommet til, og på enkelte områder skiller konklusjonene i denne avhandlingen seg noe fra hovedfagoppgaven. Feltarbeidet ble foretatt i somrene 1961, 1962 og 1963 med økonomisk støtte fra Norges Geologiske Undersøkelse. Kartleggingen er en del av det geologiske kartleggingsarbeidet som har vært foretatt av N.G.U. i sparagmittområdet i S. Norge under ledelse av professor (forhenværende statsgeolog) S. Skjeseth.

Denne beskrivelsen av geologien i området omkring Rena (Åmødt herred) tar sikte på å vise hvilke stratigrafiske enheter sparagmittberg-

artene her består av, og det viser seg at disse i store trekk er utviklet på samme måte som i Moelv-området lenger vest, der det foreligger en vel etablert stratigrafisk inndeling. Som et ledd i den petrografiske beskrivelse av sandstensbergartene (Brøttum-, Moelv- og Vemdal-formasjonene) blir det presentert modal-analyser, utført ved punkttelling i tynnslip, og natrium- og kalium-analyser av de samme bergartene. Prøver av kalkstenen og skifrene er undersøkt ved røntgen-diffraktometer for å karakterisere skiktsilikatene og karbonatmineralene.

I lagserien finnes også et konglomerat (Moelv tillitt) med blokker opptil 1 m. Kriteriene for at dette skal kunne tolkes som en glacial avsetning blir diskutert.

Spektrografiske analyser av sparagmittgruppens bergarter viser et bor-innhold av samme størrelsesorden som vanlig for marine sedimenter, uten at dette kan betraktes som noe helt sikkert bevis for et marint avsetningsmiljø. Sparagmittbergartenes feltspatkorn synes ved første øyekast å være friske og uforvitret, og man har vært tilbøyelig til å tro at dette skyldes avsetning i et kaldt og tørt klima. Nærmere undersøkelser viser imidlertid at en del av feltspatkornene er sterkt forvitret og man vet fra nutids-eksempler at feltspat-forvitringen vesentlig er avhengig av erosjonshastigheten i de forskjellige tilførselsområder, mens klimaet spiller en mindre rolle.

Kartbildet og profilene viser hvordan sparagmittgruppens bergarter er foldet under den kaledonske fjellkjededannelse og presset opp i en stor antiklinal langs den sydlige del av sparagmittbassenget (Moelv-Rena antiklinalen). Den øvre del av sparagmitt-lagrekken, Vemdal-formasjonen (Kvartssandstens-formasjonen) ble under denne foldningen skjøvet på den underliggende skiferen (Ekre skifer) og inn over de kambriske skifrene i syd (Alun-skifer). Dette dekket kan observeres i dalsidene langs Glomma-dalføret sydover fra Åsta mot Elverum. Senere ble området gjennomslått av enkelte senkaledonske eller permiske forkastninger.

Description of an excursion route through the Rena district.

Driving from Elverum (150 km north of Oslo) northwards along main road 3, outcrops of crystalline Precambrian gneisses are seen along the road. Above the gneisses on each side of the valley the Vemdal nappe is found to be overlying Cambrian shales which are exposed in a few sections only (Øksna and Rustad).

Stop 1. Åsta bridge, Moelv tillite. (See Figure 24.)

Note the lack of grading or sorting of the conglomerate. The blocks of gneisses found in the conglomerate are very similar to the gneisses seen along the road further south. On the east side of the road the transition to Ekre shale is exposed. Silty and sandy beds of the Moelv formation are found in the river-cut under the bridge. Across the bridge turn to the right and cross the bridge over Glomma (not for buses).

Stop 2. Eastern bank of Glomma by Glomstad.

Close to the bridge folded Biri limestone is found. A small exposure of a mylonitised gabbroid rock is found between the Biri limestone and the Vardal sparagmite (K. O. Bjørlykke 1905, p. 41). Further south folded Cambrian shales crop out, and on the bedding surface of the lower Cambrian shale, worm trails and ripple marks partly of the lingular type are seen (See p. 35). The Vemdal formation further south is separated from the lower Cambrian sandstone by a dextral wrench fault. A red coloured breccia occurs in the southern end of this outcrop of Vemdal sandstone. Close to the crystalline Precambrian gneisses, tectonised Cambrian shales and limestone are exposed.

Back to main road and continue on to Beks Minde.

Stop 3. Long road-cut in Moelv sparagmite with shale (Moelv shale) at the southern part. Note flute casts at the bottom surface of the upper conglomeratic part of the section, and contorted bedding above. Shaly and silty beds are often deformed by load casts. In the upper part of the section clay pebbles are common indicating an erosion of some of the underlying shales. No regular grading characteristic of the turbidites is found, and the well-sorted quartzite conglomerate seems to be more indicative of a shallow water environment (See p. 19). Continue northwards along the road about 2 km through a probably repeated sequence of Moelv sparagmite.

Stop 4. Engåen, 2 km south of Rena.

Section from Moelv formation to Vemdal formation and possibly Cambrian shale.

Note the gradual transition between the Moelv sparagmite and the Moelv tillite. No trace of disconformity can be found and no concentration of larger boulders at the base of the conglomerate. This is not easily explained by turbidites or mudflows, but fits well in the

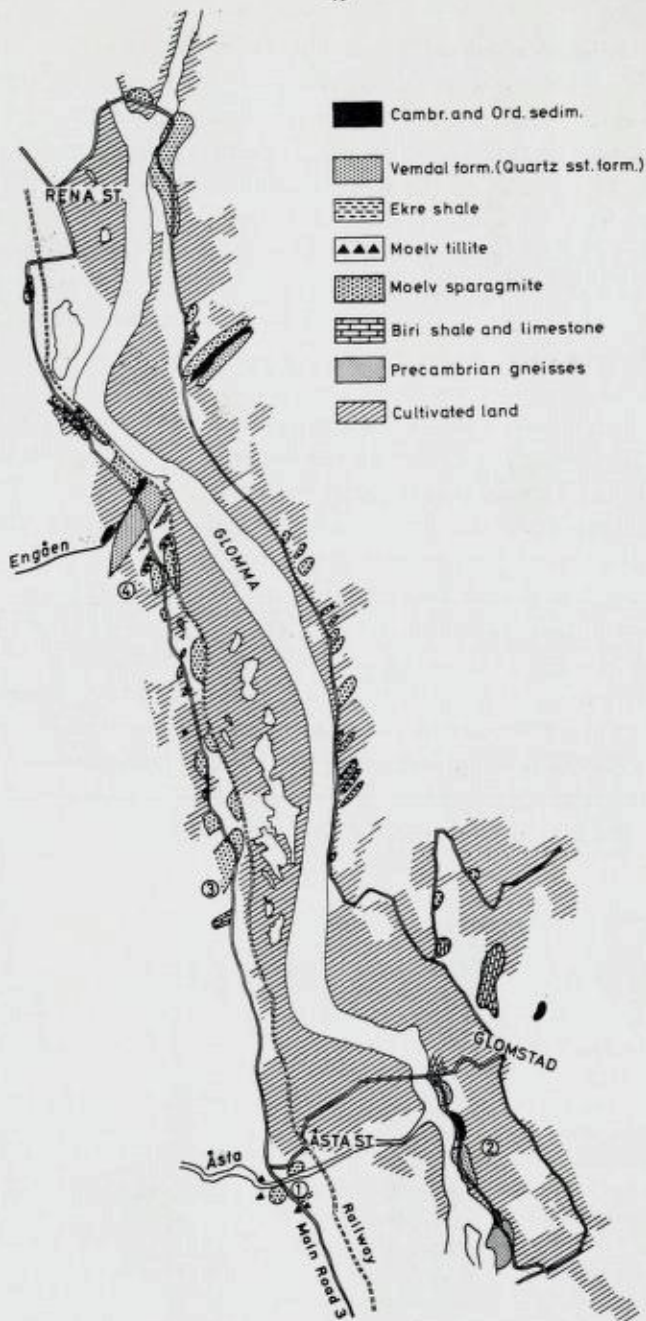


Fig. 24. Excursion map for the Rena District.

theory of an ice-drafted sediment. The Ekre shale crops out only in a small exposure on the west side of the road and further north we pass into the Vemdal sandstone. The lower part is arkosic (Vardal sparagmite) and the feldspar content decreases upwards to the Ringsaker quartzite. At the top of the Ringsaker quartzite close to the stream Engåen we have an approximately 2 m thick bed of quartzite gravel conglomerate which is very similar to the basal conglomerate of the fossiliferous Cambrian. The succeeding shales probably belong to the lower Cambrian, but no fossils are found in the strongly tectonised rock. The grey shale north of Engåen seems to belong to the Moelv formation as it grades into the Moelv sparagmite further north. A similar section is also found on the eastern side of Glomma. The break in the stratigraphic sequence and the tectonisation of the shales along Engåen indicate a fold-thrust along the northern limb of the Moelv—Rena anticline with the dislocation plane along Engåen. This fold-thrust can be traced further west to the Åsta river.

North of this section two outcrops of Moelv tillite are seen along the road, probably repeated by imbrication. If one continues along main road 215 across Glomma good exposures of strongly folded Biri shale are seen in small quarries along the road to Nordby. Ripple marks are seen on the sandstone beds, and just before crossing the Julussa river, flute casts on the bottom surface of the Moelv sparagmite can be seen, showing that the sequence here is inverted. This is an inverted limb of an anticline with fold axis parallel to Rena river.

References.

- Barth, T. F. W.*, 1938. Progressive metamorphism of sparagmite rocks of southern Norway. N.G.T., 18, pp. 54—65.
- Birkenmajer, K.*, 1965. Some sedimentological observations in the Old Red Sandstone at Lykta, Vestspitsbergen. Norsk Polarinstitut. Årb. 1963, pp. 137—150. Oslo 1965.
- Bjørlykke, K. O.*, 1905. Det Centrale Norges Fjeldbygning. N.G.U. 39. 595 pp.
- Bjørlykke, K.*, 1965. The Eocambrian stratigraphy of the Bjørånes window and the thrusting of the Kvitvola nappe. N.G.U. Årb. 1964, pp. 5—14.
- Bouma, A. H.*, 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies. Amsterdam/New York, 1962. 168 pp.
- Cloud, P. E.*, 1962. Environment of Calcium Carbonate Deposition West of Andros Island, Bahamas. U.S. Geol. Surv., Prof. Papers, 350, 138 pp.
- Dapples, E. C.*, 1962. Composition of Sandstones Occurring in Clastic Wedges, Deltas, or Cyclothermic Sequences. Progr. 1962 Annual Meeting, Geol. Soc. Amer. P. 35 A — 36 A.

- DeSitter, L. U.*, 1956. Structural Geology. New York, 1956. 552 pp.
- Du Rietz, T.*, 1960. Tectonic conditions in the front range of the Swedish Caledonian in central Norrland. S.G.U. Årb. 1959, 53, 6, 57 pp. map.
- Englund, J. O.*, 1966. Sparagmittgruppens bergarter ved Fåvang, Gudbrandsdalen. En sedimentologisk og tektonisk undersøkelse. N.G.U. (This vol.)
- Folk, R. L.*, 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. J. Geol., 62, pp. 344—359.
- Friedmann, M.*, 1963. Petrofabric analysis of experimentally deformed, calcite-cemented sandstones. J. Geol., 71, pp. 12—37.
- Føyn, S.*, 1937. The Eo-Cambrian series of the Tana district, Northern Norway. N.G.T., 17, 65 pp.
- Goldich, S. S.*, 1938. A study in rock weathering. J. Geol., 46, pp. 17—58.
- Goldschmidt, V. M.*, 1908. Profilet Ringsaker—Brøttum ved Mjøsen. N.G.U. 49, Aarb. 1908, 2, pp. 1—40. map.
- Goldschmidt, V. M. and Peters, C.*, 1932. Zur Geochemie des Bors. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen., Mat.-Phys. Kl., 1932, H. 4—5, pp. 402—407, 428—445.
- Goldschmidt, V. M.*, 1954. Geochemistry. Oxford, 1954. 730 pp.
- Grender, G. C.*, 1962. A petrographic study of some Eocambrian sedimentary rocks from the lake Mjøsa area, Southern Norway, and the Tanafjord area, Northern Norway. N.G.T., 42, pp. 103—142.
- Hadding, A.*, 1929. The pre-quaternary sedimentary rocks of Sweden. III. Palaeozoic and Mesozoic Sandstones of Sweden. Lunds Univ. Årsskr. 25. 287 pp.
- Ham, W. E.*, 1951. Dolomite in the Arbuckle limestone, Arbuckle Mountains, Oklahoma. Bull. Geol. Soc. Amer., 62, pp. 1446—1447. (Abstr.).
- Hamblin, Wm. K.*, 1962. X-ray radiography in the study of structures in homogeneous sediments. J. sediment Petrology, 32, 2, pp. 201—210.
- Harland, W. B.*, 1965. Critical evidence for a great infra-Cambrian Glaciation. Geol. Rundschau, 54, 7, pp. 45—61.
- Holmsen, P.*, 1954. Om morenekonglomeratet i sparagmittformasjonen i det sydlige Norge. G.F.F., 76, pp. 105—121.
- Holmsen, P. and Oftedabl, Cbr.*, 1956. Ytre Rendal og Storelvdal. N.G.U., 194. 173 pp. Map.
- Holtedabl, O.*, 1915. Iagttagelser over fjeldbygningen omkring Randsfjordens nordende. N.G.U. 75, Årb. 1915, No. 1. pp. 1—32.
- Holtedabl, O.*, 1918. Bidrag til Finnmarkens geologi. (With English summary). N.G.U. 84, 314 pp. Kristiania (Oslo).
- Holtedabl, O.*, 1920. Kalksten og dolomit i de østlandske dalfører. N.G.U.. Aarb. 1920. I. 32 pp.
- Holtedabl, O.*, 1921. Engerdalen. N.G.U. 89. 74 pp. Map.
- Holtedabl, O.*, 1922. A tillite-like conglomerate in the «Eo-Cambrian» sparagmite of Southern Norway. Amer. J. Sci., 5th ser., 4, pp. 165—173.
- Holtedabl, O.*, 1953. Norges geologi. N.G.U. 164. 1118 pp.
- Holtedabl, O.*, 1960. Geology of Norway. N.G.U., 208. 540 pp.
- Holtedabl, O.*, 1961: The «Sparagmite formation» (Kjerulf) and «Eocambrian» (Brøgger) of the Scandinavian Peninsula. El Sistema Cambrico su paleogeografía y el problema de su base. Symp. XX. Congr. Geol. Intern. pt. III, pp. 9—43. Moskva.

- Huckenholz, H. G.*, 1962. Der gegenwärtige Stand in der Sandsteinklassifikation. Fortschr. der Miner., 40, Jahrg. 1962, pp. 151—192.
- Klein, G. de V.*, 1963. Analysis and Review of Sandstone Classification in the North American Geological Literature 1940—1960. Bull. Geol. Soc. Amer., 74, 5, pp. 555—576.
- Krynine, P. D.*, 1935. Arkose deposits in the humid tropics. A study of sedimentation in Southern Mexico. Amer. J. Sci., 5th ser., 29, pp. 353—363.
- Krynine, P. D.*, 1950. Petrology, Stratigraphy and Origin of the Triassic Sedimentary Rocks of Connecticut. Conn. State Geol. Nat. Hist. Survey, Bull. 73, 247 pp.
- Kulling, O.*, 1951. Spår av Varangeristiden i Norrbotten. (Summary: Traces of the Varanger ice Age in the Caledonides of Norrbotten, Northern Sweden). S.G.U. C 503, 44 pp.
- Kvale, A.*, 1953. Linear Structures and their Relation to Movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. Quart. J. Geol. Soc. London, 109, 51 pp.
- Landes, K. K.*, 1946. Porosity through dolomitization. Amer. Ass. Petroleum Geol., Bull. 30, pp. 305—318.
- Landmark, K.*, 1944. Borinnholdet i bergartstyper fra Vestlandet og Vest-Jotunheimen. Bergens Mus. Årb., 1944, Nat. Vit. rekke, No. 5, pp. 1—20.
- Løberg, B.*, 1965. Undersøkelser av sparagmitt-gruppens bergarter i Gausdals vestfjell. University thesis, Univ. of Oslo, 1965. 141 pp.
- Nelson, C. A.*, 1963. Eocambrian Sparagmites - Tillites or Turbidites? Geol. Soc. Amer. Progr. Ann. Meet. 1963, pp. 120 A—121 A. New York.
- Pettijohn, F. J.*, 1949. Sedimentary rocks. New York, 1949. 526 pp.
- Pettijohn, F. J.*, 1963. Chemical Composition of Sandstones — Excluding Carbonate and Volcanic Sands, Data of Geochemistry U.S. Geol. Survey Prof. Papers. 440—S, pp. 1s—19s.
- Reusch, H.*, 1891. Skuringsmerker og morenegrus eftervist i Finnmarken fra en periode meget eldre enn «istiden». N.G.U. Aarb. 1891. 79 pp.
- Rucklin, H.*, 1938. Strömungs-Marken im Unteren Muschelkalk des Saarlandes. Senckenbergiana 20, pp. 94—114.
- Schermerhorn, L. J. G. and Stanton, I.*, 1963. Tilloids in the West Congo Geocyncline. Quart. J. Geol. Soc. London, 119, pp. 201—41. 11 figs.
- Schiøtz, O. E.*, 1902. Den sydøstlige Del av Sparagmit-kvartsfjeldet i Norge. N.G.U. 35. 135 pp. Map.
- Skjeseth, S.*, 1963. Contribution to the geology of the Mjøsa districts and the classical sparagmite area in Southern Norway. N.G.U., 220. 126 pp.
- Spjeldnæs, N.* 1959. Traces of an Eocambrian orogeny in Southern Norway. N.G.T., 39, H. 1, pp. 83—86.
- Spjeldnæs, N.*, 1962. Boron in some Norwegian Palaeozoic Sediments. N.G.T., 42, 1—2 pp. 191—195.
- Spjeldnæs, N.*, 1963. A new Fossil (Papillomembrana sp.) from the Upper Precambrian of Norway. Nature 200. No. 4901, pp. 63—64. London.
- Spjeldnæs, N.*, 1965. The Eocambrian glaciation in Norway. Geol. Rundschau, 54, pp. 24—45.
- Strand, T.*, 1951. The Sel and Vågå map areas, N.G.U., 178. 116 pp.
- Stålbøs, G.*, 1956. The sparagmite series and the Vemdalen quartzite of the Hede region. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 36. 297 pp.

- Stålbøs, G.*, 1958. Fjällrandens sparagmit- och kvartsit-formasjoner. — En petrografisk jämförelse. G.F.F. nr. 493, 80, pp. 209—225.
- Törnebohm, A. E.*, 1896. Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. Kungl. Sv. Vet. Akad. Förh., 28, 5, 210 pp.
- Vogt, Tb.*, 1924. Forholdet mellem sparagmitsystemet og marin underkambrium ved Mjøsa. N.G.T., 7, 3—4. 384 pp.
- Vogt, Tb.*, 1928. Den norske fjellkjedes revolusjonshistorie. N.G.T. 10, pp. 97—115.
- Vogt, Tb.*, 1952. Biridekket og Moelv-vinduet ved Mjøsa. K.N.V. Forh. XXV No. 27. pp. 131—138.

STUDIES ON THE LATEST PRECAMBRIAN AND EOCAMBRIAN ROCKS IN NORWAY

No. 2.

SPARAGMITTGRUPPENS BERGARTER VED FAVANG, GUDBRANDSDALEN

En sedimentologisk og tektonisk undersøkelse.

Av Jens-Olaf Englund

Forord.

Det foreliggende arbeid er i hovedsaken et utdrag av min hovedoppgave i mineralogi og petrografi ved Universitetet i Oslo. Feltarbeidet ble utført somrene 1960–62 ved Fåvang i Gudbrandsdalen. Kartlegningen av dette område er utført som en del av Norges geologiske undersøkelses kartlegning av en større del av sparagmittområdet i Syd-Norge, ledet av professor S. Skjeseth.

Jeg vil med dette få takke professor T. Strand og professor S. Skjeseth for mange veiledende diskusjoner, og for kritisk gjennomgåelse av dette manuskript.

Videre takker jeg professor N. Spjeldnæs, statsgeolog P. Holmsen og universitetslektor I. Bryhni. Fru Lajla Nergaard har rentegnet alle figurer.

Innledning.

Det kartlagte område ligger i Ringebu herred, ca. 35 km nord for Lillehammer. Feltets begrensnng og beliggenhet vil fremgå av fig. 1.

Berggrunnen består utelukkende av sedimentære bergarter, som danner en større synklinal i de sentrale deler av området. Bergarter tilhørende Sparagmittgruppen dominerer, men i den vestlige delen av området blir disse overleiret av kambriske og ordoviciske avsetninger. Se kartet fig. 18.

Områdets bergarter antas å befinne seg i en autokton eller paraautokton posisjon (Skjeseth, 1963, s. 92).

Ca. 10 km nord for området opptrer bergarter (Werenskiolds (1911) «øvre lyse sparagmit») som flere forfattere, bl. a. Oftedahl (1954 a, s. 6), Skjeseth (1963, s. 89) og K. Bjørlykke (1964) har henført til et

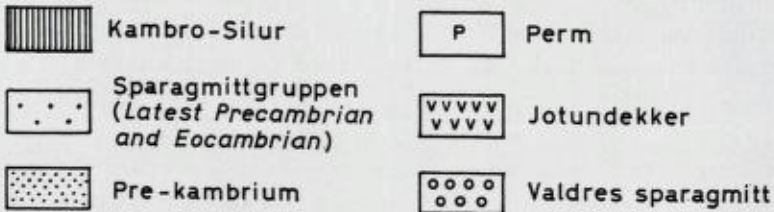
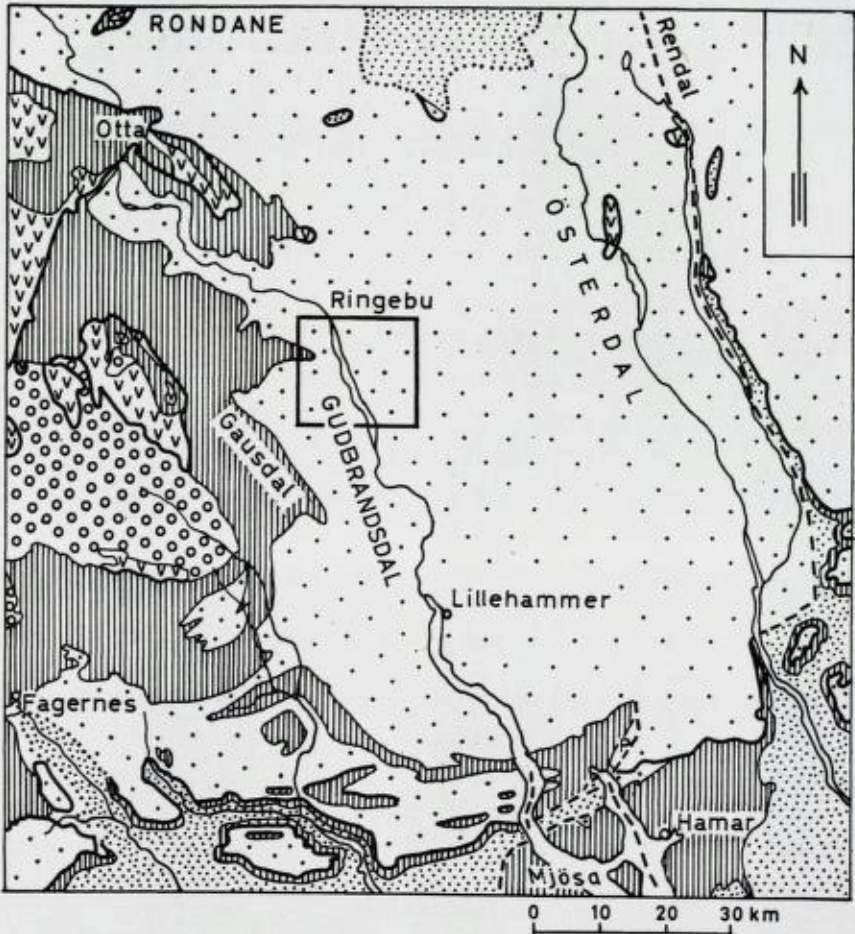


Fig. 1. Nøkkelkart for kartlagt område. Geologi etter Holtedahl og Dons (Holtedahl, 1960).

Location map.

langtransportert dekke, ekvivalent med Kvitvola dekket, og som følgelig synes å skille seg klart fra bergartene innen området i tektonisk henseende.

En rekke geologer har gitt beskrivelser av fjellbygningen innen Fåvang-området. Spesielt er den av Kjerulf (1873) benevnte «Elstad kvartsit» hyppig omtalt og dens stratigrafiske stilling diskutert. En oversikt over de arbeider som berører denne formasjons stratigrafiske stilling vil bli gitt i et senere kapittel (se s. 92).

Noen av de første profiler som er kjent fra området, ble publisert av Kjerulf (1873 og 1879). Men den til nå eneste systematiske undersøkelse av feltet er utført av K. O. Bjørlykke (1893, — kart fra 1891).

Tørnebohm (1896, s. 22) har også besøkt området og gjengir et par profiler sammen med en kortere beskrivelse av bergartene.

K. O. Bjørlykke (1905) omtaler dette område også i sitt oversiktsarbeide «Det Centrale Norges Fjeldbygning».

I forbindelse med en diskusjon om hvorvidt Biri konglomeratet består av glaci-fluvialt materiale, omtaler Oftedahl (1945) dette konglomerat på et par lokaliteter innen området.

Det tilstøtende kartblad nordenfor området ble kartlagt av Werenkiold (1911).

Ellers har en del oversiktsfremstillinger over sparagmitt-området vært til stor hjelp ved den foreliggende undersøkelse. Dette gjelder Holte-dahls arbeide fra 1953 og 1960 og Skjeseths arbeide fra 1963.

Hensikten med det foreliggende arbeide er å gi en stratigrafisk, sedimentpetrografisk og tektonisk beskrivelse av bergartene i området. Disse er imidlertid svakt metamorfosert, men dette problem er bare omtalt i den utstrekning det har vært nødvendig for å klargjøre sedimentologiske spørsmål.

For å få et bilde av sandsteinsbergartenes mineralsammensetning er punkttellinger i tynnslip blitt utført, med fra 300 til 500 punkter pr. tynnslip. For lettere å skille mellom kalifeltspat, plagioklas og kvarts, er benyttet en metode beskrevet av Broch (1961), hvor kalifeltspaten ble farget av $\text{Na}_3(\text{Co NO}_2)_6$. Siden bergartene innen området er noe tektonisert må de oppgitte talldata (i vol. %) oppfattes som semi-kvantitative.

På det geologiske kartet er kun avsatt en del «nøkkellokaliteter». Ved referanse til lokaliteter hvis navn ikke står på kartet, henvises til det koordinatsystem som er inntegnet langs kartkantene.

STRATIGRAFI OG PETROGRAFI

Innledning.

De siste 4—5 årene er det foretatt en detaljert kartlegging av sparagmittbergartene langs de marginale deler av det sydvestlige sparagmittbasseng. Fra Mjøs-området i syd (L. A. Kirkhusmo og D. Huseby, personlige meddelelser) og nordover i Gausdal (B. Løberg, 1965, upublisert hovedoppgave og H. C. Seip, personlig meddelelse) til Fåvang-området. Denne kartleggingen har vist at de viktigste litostratigrafiske enheter i typeområdet ved Mjøsa kan følges nordover til Fåvang-området. Regionale faciesvariasjoner opptrer innen samtlige formasjoner.

Sparagmittbergartenes stratigrafi i Fåvang-området, regnet ovenfra og nedover er følgende:

Svartskar skifer (underkambrium?)
 Vemdal sandstein (kvartssandstein)
 Ekre skifer
 Moelv konglomerat (tillitt)
 Moelv sparagmitt
 Biri skifer og kalkstein
 Biri konglomerat
 Brøttum skifer og kalkstein (?)
 Brøttum sparagmitt
 Elstad skifer
 Elstad sparagmitt

I Fåvang-området har allerede K. O. Bjørlykke (1893) skilt ut de undre formasjonene (bortsett fra Brøttum skifer og kalkstein) til og med Biri skifer og kalkstein, og korrelert med tilsvarende avsetninger lenger syd. Formasjonene over Biri skifer og kalkstein har forfatteren selv skilt ut. I den øvre del av lagserien er spesielt Moelv konglomeratet en karakteristisk og utholdende ledeforrasjon.

Klassifikasjon og sammensetning av sandsteinsbergartene.

En rekke forskjellige klassifikasjonssystemer er blitt utarbeidet for sandsteiner. Huckenholz (1963) og Klein (1963) gir en oversikt over de viktigste av disse, og begge påpeker tildels store uoverensstemmelser mellom flere av de anvendte systemer. Huckenholz (1963, s. 182) viser således hvordan den klassiske «gråvakke» fra Harz (Tyskland) og den klassiske «arkose» fra Auvergne (Frankrike) kan få betegnelser

som både arkose og gråvakke, avhengig av hvilket klassifikasjonssystem som blir anvendt.

Endel av de utarbeidede klassifikasjonsforslag er rent deskriptive, mens andre er delvis genetiske.

På grunn av tektoniseringen av sandsteinene innen det kartlagte område, vil en klassifisering som skiller ut grunnmasse (eller matriks) som egen parameter være noe uheldig for disse bergartene. Denne grunnmassen (mindre enn ca. 0,05 mm) antas å være delvis et resultat av sandkornenes granulering. Da graden av nedknusing kan variere en del både innen en og samme formasjon og fra formasjon til formasjon, er totalmengden av en del mineraler uansett kornstørrelse, lagt til grunn for klassifiseringen. Dette vil muligens gi et bedre bilde av det primære sediment enn om grunnmasse ble skilt ut som egen parameter. Den største usikkerheten ligger i identifiseringen av en del av grunnmassens bestanddeler.

De tre parametre klassifikasjonen bygger på, er kvarts (og kvartsitt), feltspat og fyllosilikater. Trekantdiagrammene i hvis hjørner de nevnte parametre er plassert, er inndelt etter Pettijohns (1949, s. 227) system. Avvikelsen fra Pettijohns parametre består i at han skiller ut leire (vesentlig bestående av sericitt og kloritt) som egen parameter ved siden av feltspat og kvarts (og kvartsitt) uten å ta i betraktning fyllosilikater $> 20 \mu$.

Den valgte klassifisering av sandsteinene er således rent deskriptiv.

Diagrammene i fig. 2 viser at Elstad sparagmitten, klassifisert som arkose (med overganger til feltspatholdig kvartsitt), har en meget liten petrografisk variasjon. Også Kvitfjell kvartsitten er karakterisert ved en forholdsvis konstant sammensetning. Den er derimot en typisk kvartsitt.

De andre formasjonene viser tildels betydelige variasjoner, særlig har Moelv sparagmitten en påfallende spredning i sin sammensetning. Dette kan gjenspeile at materialtilførsel og avsetningsforhold har skiftet en del, — noe også feltiakttagelsene synes å tyde på.

Variasjonen i Vemdal sandsteinen (gråvakke i undre og feltspatholdig kvartsitt i øvre del av formasjonen) antas (s. 81) å skyldes en gradvis utvasking av finmaterialet oppover i formasjonen.

I Brøttum sparagmitten er det vanskelig å si hvor typisk den observerte variasjon i sammensetning egentlig er, da forholdsvis få slip er undersøkt.

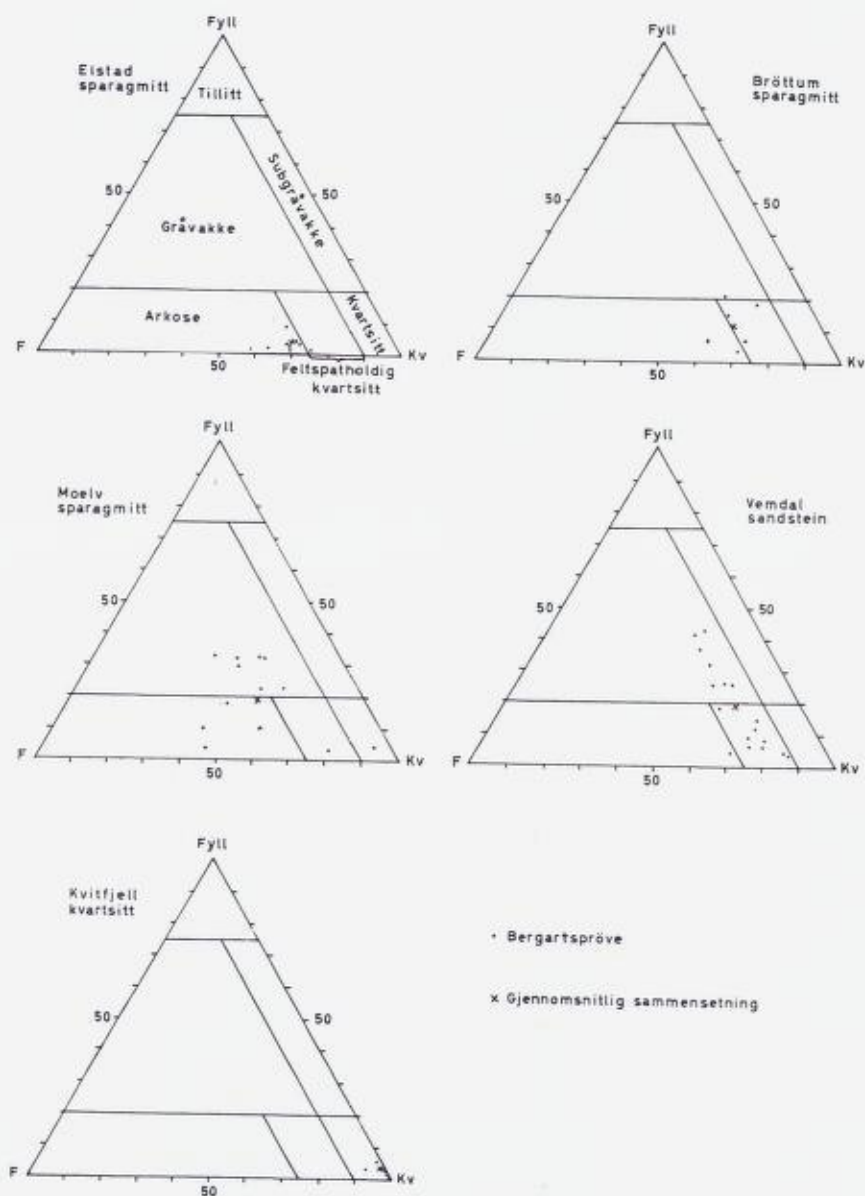


Fig. 2. Klassifisering av sandsteinsbergartene innen Fåvang-området, basert på mineralogisk sammensetning (Kv: kvarts, F: feltspat og Fyll: fyllosilikater).

Classification of the sandstones in the Fåvang area, based upon mineral composition (Kv: quartz, F: feldspar and Fyll: phyllosilicates).

For ytterligere å karakterisere de enkelte formasjoner er forholdet mellom plagioklas (albitt-oligoklas), kalifeltspat (overveiende mikroklin og pertitt) og fyllosilikater fremstilt i fig. 3.

Av diagrammet fremgår at Moelv sparagmitt skiller seg klart ut ved å føre lite eller ingen kalifeltspat. I Brøttum sparagmitt varierer forholdet mellom plagioklas og kalifeltspat ganske mye, men flere prøver bør undersøkes av denne bergarten for å klargjøre denne variasjon.

Sammenholdes det foreliggende materiale med de sammensetninger av sparagmittbergarter som Grender (1962) angir fra typeområdet ved Mjøsa, fremgår følgende:

Brøttum sparagmitt ved Mjøsa synes å ha et noe høyere gjennomsnittlig innhold av fyllosilikater enn ved Fåvang. Sammensetningen av

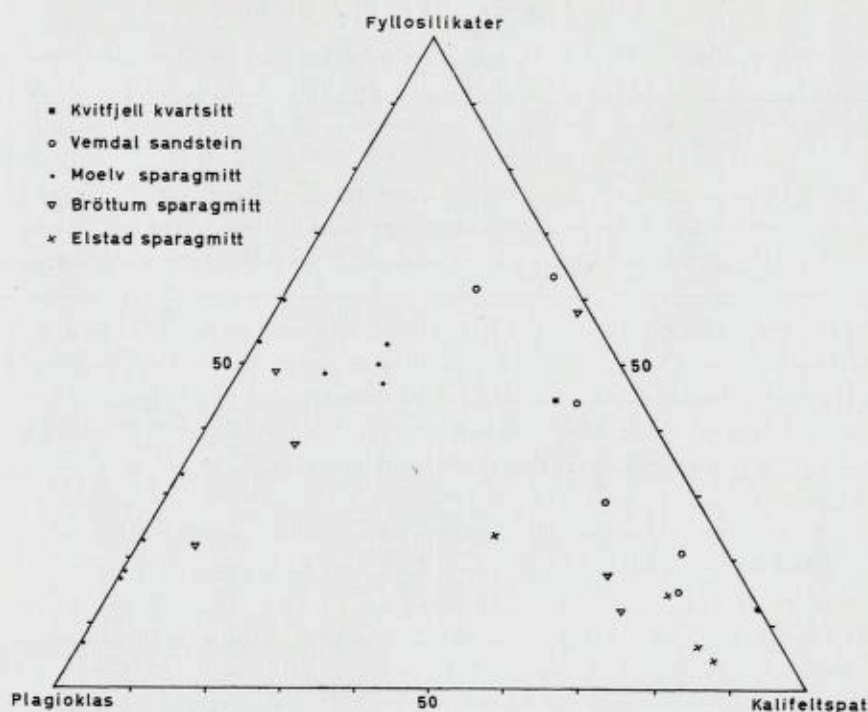


Fig. 3. Forholdet mellom plagioklas, kalifeltspat og fyllosilikater i sandsteinsbergartene fra Fåvang-området.

Relation between content of plagioclase, potassium feldspar and phyllosilicates in the sandstones from the Fåvang area.

Moelv sparagmitten ved Mjøsa og ved Fåvang stemmer ganske godt overens, bortsett fra at Moelv sparagmitten ved Mjøsa fører kalifeltspat som dominerende feltspat (Grender, 1962, s. 120).

Vardal sparagmitten synes å ha et noe lavere innhold av fyllosilikater enn undre del av Vemdalen sandsteinen ved Fåvang. Ringsaker kvartsitten skiller seg klart fra formasjonens øvre del ved Fåvang, på grunn av sin mangel på feltspat og fyllosilikater.

K. Bjørlykke (1966, s. 36) har undersøkt forholdet mellom plagioklas og mikroklin i Brøttum sparagmitten, Moelv sparagmitten og Vardal sparagmitten ved Rena. Det fremgår av hans resultater at mikroklin alltid er den dominerende feltspat. Moelv sparagmitten ved Fåvang skiller seg således klart også fra samme formasjon ved Rena.

Elstad sparagmitt og Elstad skifer.

Petrografisk er Elstad sparagmitten utviklet som en temmelig homogen lys grå arkose med mektighet minst 80–100 m. Enkelte nivåer i den øvre del av formasjonen fører konglomerat med skiferfragmenter av intraformasjonal karakter. Fragmentene varierer fra noen få cm og opptil ca. 1 m i tverrmål. Overgangen til overliggende Elstad skifer er vanligvis markert av et kvartsittkonglomerat med boller opptil ca. 5 cm i tverrmål. Sporadisk opptrer kvartsittboller også lenger nede i formasjonen.

Elstad skiferen er vanligvis utviklet som en grønn til lys grønn leir-siltskifer. Også mørk grå varianter opptrer, gjerne vekslende med lag av sandstein. Ofte er undre del av formasjonen kalkholdig og fører tynne lag av kalk. Mektigheten av formasjonen varierer meget (0–ca. 40 m), noe som antagelig skyldes tektonisering.

Mineralinnholdet i en del prøver fra et profil gjennom Elstad sparagmitten i Elstadkleiva er vist i fig. 2 og fig. 3. Spesielt skal nevnes at:

Kalifeltspat utgjør fra ca. 15 % til ca. 30 % av bergartens mineralinnhold. De fleste korn er utviklet med det typiske mikroklingitter. Pertitter opptrer også, hvorav en type krever spesiell omtale. Den er meget sjelden og opptrer bare i noen få slip. Pertittinleiringene har en typisk båt- eller dråpeform og et relieff markert høyere enn grunnmassens (fig. 4).

En delvis omdannelse av inneslutningene har ofte funnet sted, — antagelig en saussurittisering eller sericittisering. Antagelig dreier det seg

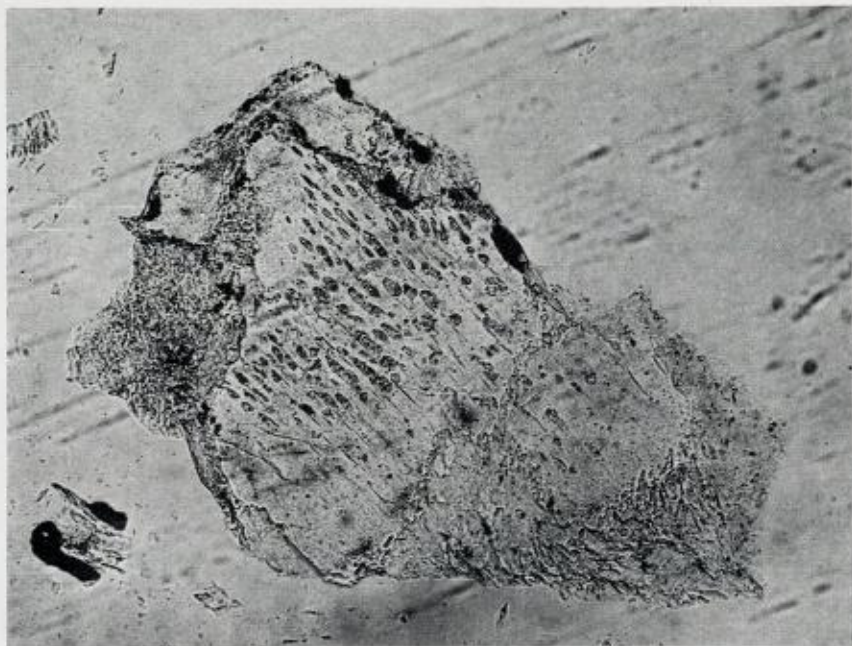


Fig. 4. Pertitt av typen «jotunpertitt» i Elstad sparagmitten. x 120.
Pertitt of the «jotunpertitt» type in the Elstad sparagmite. x 120.

om pertitter av typen «jotunpertitt» som er kjent fra charnockittiske bergarter og beskrevet av Goldschmidt (1916 b, s. 36) fra Bergen—Jotun stammen. Slike pertitter er også funnet i sandsteiner tilhørende den eokambriske lagserie lenger nord i Gudbrandsdalen, — nemlig ved Teigkampen (Dietrichson, 1950, s. 76) og ved Moen vest for Kvam jernbanestasjon (Strand, 1961, upublisert rapport til Norges geologiske undersøkelse).

Fyllosilikatinnholdet er vanligvis mindre enn ca. 5 %. Alt overveiende opptre lys glimmer i en meget finskjellet form (sericitt). De små glimmerkornene trenger av og til inn i sandkornene. Dette tyder på at det har funnet sted «replacement» av sandkorn med sericitt, noe som viser rekrystallisering av sericitten. Også hvor sericittaggregater fyller sprekker i sandkorn synes rekrystallisering å ha funnet sted.

Store muskovittkorn er relativt sjeldne. Disse viser alltid undulerende utslukning og krumning av kløvtracrer og må oppfattes som klastiske.

Mindre aggregater av rekrystallisert kloritt er også observert.

Aksessoriske mineraler utgjør vanligvis under 1 % av bergartens mineralinnhold, men kan gå opp i ca. 2 %. Mest vanlig er zirkon, men også titanitt opptrer hyppig. Ellers er apatitt og rutil observert, samt noe svovelkis.

I 1905 skrev K. O. Bjørlykke (1905, s. 159) at noen egentlig kvartsitt er Elstad kvartsitten ikke (Kjerulf (1873) innførte nemlig betegnelsen «Elstad kvartsit»), men en sparagmitt, og den benevnes derfor Elstad sparagmitt. Skjeseth (1963, s. 27) omtaler bergarten som en arkose, hvilket faller sammen med min egen betegnelse.

Elstad sparagmitten bærer preg av å være et raskt sammenskyttet sediment, hvor lagningen er meget dårlig markert. Et høyt innhold av feltspatkorn i et utvasket sediment, tyder gjerne på at en rask erosjon av granitt eller annen feltspatrik bergart har funnet sted, på grunn av høyt relieff (Pettijohn, 1957, s. 328). Det er mulig at Elstad sparagmitten er avsatt under slike forhold.

Kvartsittkonglomeratet i Elstad sparagmittens øvre del har godt rundete boller som sannsynligvis er langtransportert.

Elstad skiferen viser at Elstad sparagmitten ble etterfulgt av en rolig silt-leire og kalksedimentasjon. Lignende sedimenter må også ha blitt avsatt på et tidligere tidspunkt, noe de observerte skiferfragmenter i Elstad sparagmitten tyder på.

Brøttum sparagmitt.

Denne formasjon, som har sin hovedutbredelse i de sentrale deler av det sydvestlige sparagmittbasseng, skiller seg markert fra de andre formasjonene innen Sparagmittgruppen.

I Gudbrandsdalen består Brøttum sparagmitten av vekslende lag av mørk grå sandstein og mørk grå til sort leir-siltskifer. Innen det kartlagte område er sandsteinsbenkene gjerne fra ca. 30 cm til ca. 4 m mektige. Disse veksler med vanligvis sorte leir-siltskiferlag fra ca. 15 cm til ca. 3 m mektige.

Konglomeratførende lag (ca. 1 m mektige) er observert (ved D 2) ca. 2 km syd for Losna jernbanestasjon. Konglomeratet, som har en kornbåret struktur, består alt overveiende av rundete gneis-, granitt- og kvartsittboller, med diameter opptil ca. 5 cm.

I området ved Gullhaugen, østligst innen det kartlagte område, opptrer en sort kalkholdig leir-siltskifer (ca. 5–10 m mektig) på overgangen Brøttum sparagmitt — Biri konglomerat. Bergartens stratigraf-

iske posisjon kan tyde på at den kan parallelliseres med Brøttum skifer og kalkstein ved Mjøsa.

Hvilken mektighet Brøttum sparagmitten har innen det kartlagte område, er det vanskelig å si noe om. Muligens er den av størrelsesordenen som sydligst i sparagmittområdet, hvor Skjeseth (1963, s. 27) har anslått mektigheten til 1000–1500 m.

Brøttum sparagmittens mektige og relativt homogene sedimentmasser viser et forholdsvis stabilt sedimentasjonsmiljø. Dette tyder på at til-

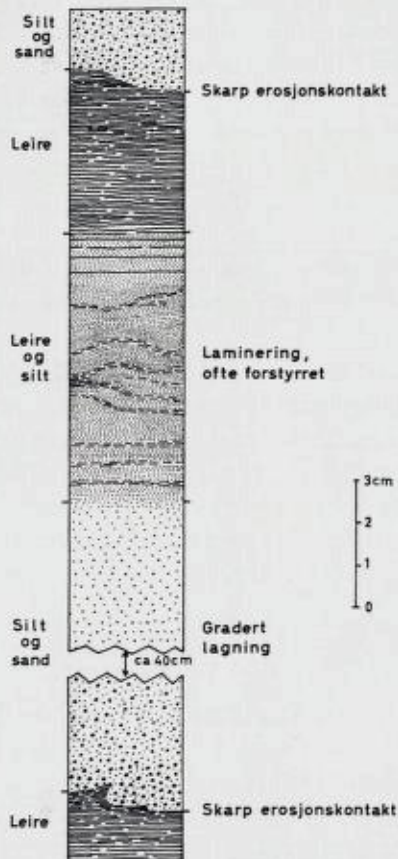


Fig. 5. Typisk sedimentær syklus i Brøttum sparagmitt. Borkjerne fra Fåberg i Gudbrandsdalen.

Typical sedimentary cycle in the Brøttum sparagmite. Drill core from Fåberg in Gudbrandsdalen.

nærmet samme relieff har vært opprettholdt. På en rekke steder i Gudbrandsdalen har lagserien en utvikling som minner meget om Alpene flysch avsetninger (slik bl. a. Bouma, 1962, beskriver disse), dette er særlig typisk for Brøttum sparagmitten i Fåberg—Lillehammer området.

«Turbidity currents» synes å ha spilt en viss rolle under sedimentasjonen. Dette fremgår av mange sandsteinsbenker som viser en utpreget gradert lagning, som bl. a. ved Maihaugen i Lillehammer (C. A. Nelson, personlig meddelelse). Overgangen til de overliggende skiferlag er da gjerne gradvis, ofte via et nivå med utpreget laminering. Grensen til de underliggende skiferlag er vanligvis meget skarp og kan være preget av «load casts» (Skjeseth, 1963, s. 27). At dette er en typisk sedimentær syklus i Brøttum sparagmitten ved Fåberg har en kjerneboring i dette området vist (fig. 5). Boringen ble utført sommeren og høsten 1964 av Norges geologiske undersøkelse, og ble ført til en dybde av ca. 350 m under Lågens overflate. Borkjernen er under bearbeidelse av L. A. Kirkhusmo og forfatteren, og en nøyere beskrivelse av denne vil komme i et senere arbeide.

Brøttum sparagmitten synes altså for en stor del å være avsatt på relativt dypt vann. Den utpregede mangel på skråsjikt støtter også en slik antagelse.

De konglomeratførende lagene i den sydlige del av det kartlagte området (konglomeratlag opptre også lenger syd i Gudbrandsdalen) representerer muligens mindre deltaavsetninger nær kanten av sedimentasjonsbassenget (Skjeseth, 1963, s. 5).

Som vist i fig. 3 kan albitt utgjøre en forholdsvis stor prosent av bergartens feltspat. Kanskje stammer denne fra samme kilde som Moelv sparagmittens albitt (se s. 77).

Biri konglomerat.

Biri konglomeratets utvikling i det sydvestlige sparagmittbasseng (ved Rena, ved Mjøsa, i Gausdal og ved Fåvang) er tolket som deltaavsetninger (Skjeseth, 1963).

Innen det kartlagte området kan en tydelig variasjon i konglomeratets litologiske utvikling observeres (fig. 8). I den nordlige del av området er de konglomeratførende lagene betydelig mektigere enn de rene grovkornige sandsteinslagene, som sjelden er over 1 m tykke. Bollematerialet i de konglomeratførende lagene synes å være godt sortert og så tett pakket at de ofte har kornbåret struktur (fig. 6). Den totale mektighet



Fig. 6. Biri konglomerat ved Strandesætra. Den utpregede lineasjonen skyldes ensretting av de deformerte konglomeratbollenes lengste akser.

The Biri conglomerate at Strandesætra. The lineation is caused by elongation of conglomerate pebbles.

av formasjonen i den nordlige del av området er opptil ca. 170–200 m.

I områdets sydlige del er bollematerialet i de konglomeratførende lagene ofte dårligere sortert og ikke så tett pakket (fig. 7). Der dominerer rene grovkornige sandsteinslag.

Mektigheten av Biri konglomeratet i den sydlige del av området varierer noe, størst (250–280 m) er den ved Fåvang kirke og i området syd–sydøst for denne.

Innen hele området er toppen av formasjonen utviklet som et kvart-sittkonglomerat, med boller sjelden over ca. 5 cm i diameter.

En vurdering av bollematerialets primære rundhet, sfærisitet og imbrikering kan vanskelig gjennomføres innen Fåvang-området. Den tektoniske deformasjon har nemlig her ført til at konglomeratbollene er blitt tilnærmet treaksede ellipsoider. Angitte bollestørrelser (fig. 8) refererer seg derfor alltid til diametre av kuler med volum lik de deformerte konglomeratboller (se s. 86).



Fig. 7. Biri konglomerat fra området syd for Fåvang kirke.
The Biri conglomerate south of Fåvang church.

Bollematerialets sammensetning.

En oversikt over fordelingen av det viktigste bollematerialet er vist i fig. 8. Blokketellinger er utført på en rekke lokaliteter. I tabell 1 er resultatet av tellingene fra noen representative lokaliteter gjengitt. Bare bergartsfragmenter med diameter over ca. 4 cm ble talt.

Av tabell 1 og fig. 8 fremgår at anortositt er det dominerende bollemateriale i den nordlige del av området, og i den undre del av formasjonen ved Fåvang kirke og syd-sydøst for denne. Også ved Bånsætra opptrer anortositt hyppigst i den undre del av formasjonen, men er her underordnet i forhold til gneiser og granitter. At Biri konglomeratet ved Fåvang fører anortosittboller er kjent fra tidligere (Holmsen, 1956, s. 125).

I håndstykke har anortosittbollene lys grå til hvit farge, enkelte ganger med en grønnfarget rand. Mikroskopering av en del boller viste en sterkt nedknust og forskifret bergart. Ved hjelp av røntgen-diffraktometer ble det konstatert at mineralinnholdet overveiende bestod av albitt (muligens sur oligoklas), muskovitt og zoisitt.

Samtlige undersøkte boller er typiske meta-anortositter (en betegnelse Bryhni (1963, s. 59) anvender på lignende bergarter fra Sunnfjord). Saussurittisering av en basisk plagioklas har ført til dannelsen av bergartens albitt og zoisitt.

Tabell 1.

	Lokaliteter:				
	1	2	3	4	5
Anortositt	80 (80)	63 (94)	4 (5)	5 (5)	4 (5)
Gneis og granitt (grå og rød)	7 (7)	2 (3)	67 (78)	65 (70)	26 (30)
Kvarts og kvartsitt	10 (10)		15 (17)	10 (11)	39 (45)
Kalkstein					2 (2)
Sparagmitt (til- dels kalkholdig)				11 (12)	15 (18)
Ubestemt	3 (3)	2 (3)		2 (2)	
Sum	100 (100)	67 (100)	86 (100)	93 (100)	86 (100)

De prosentvise forhold er angitt i parentes.

Lokalitet nr. 1: Strandesætra.

- » » 2: Gullhaugen.
- » » 3: Midtre del av formasjonen ved Fåvang kirke.
- » » 4: Midre del av formasjonen ved Bånsætra.
- » » 5: «Blokkførende skifer» i øvre del av formasjonen ved Bånsætra.

Sedimentær transportretning.

På grunnlag av de data som foreligger om Biri konglomeratet ved Fåvang er det ikke mulig å få noe entydig bilde av transportretningen. Skråsjikt opptrer nesten ikke, slik at en vurdering av transportretningen i første rekke må baseres på den sterke øst-vest konsentrasjonen av anortosittboller i områdets nordligste del. Slike boller er ikke

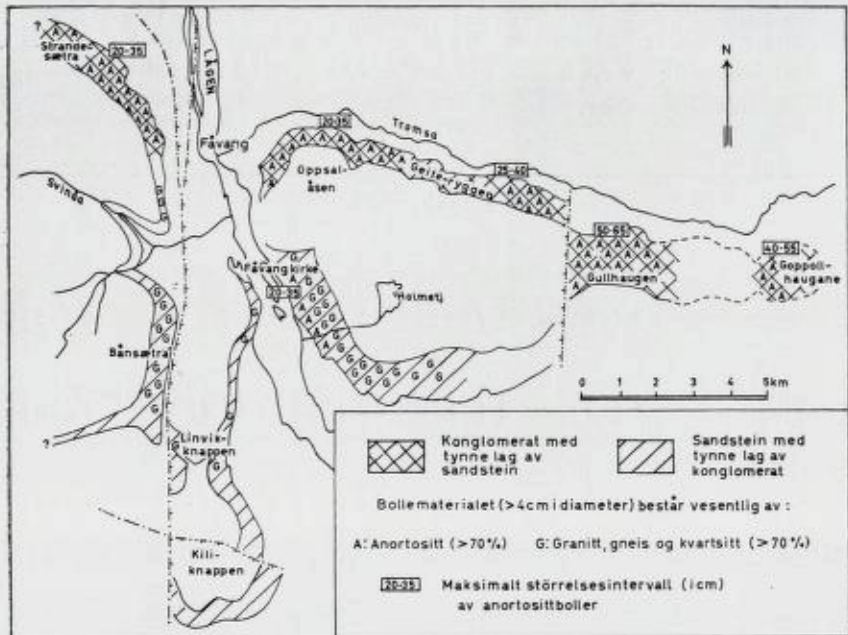


Fig. 8. Kartskisse som viser variasjonen av enkelte sedimentære trekk innen Biri konglomeratet ved Fåvang.

Sketch map showing the variation of some sedimentary features in the Biri conglomerate at Fåvang.

funnet i Biri konglomeratet i Gausdal (B. Løberg, 1965, upublisert hovedoppgave og H. C. Seip, personlig meddelelse), ved Mjøsa (Skjeseth, 1963, s. 29), eller ved Rena (K. Bjørlykke, 1966). Som vist på fig. 8 er de største anortosittbollene observert i den østlige del av Fåvang-området. Dette forhold kan muligens forklares ved at hovedtransportretningen har vært fra ca. nordvest, mot området ved Gullhaugen.

En materialtransport fra øst eller nordøst synes mindre sannsynlig. Anortosittbollene må i tilfelle ha kommet fra områder lenger ute i sedimentasjonsbassenget, områder som i dag er dekket med Brøttum sparagmitt. Dessuten består grunnfjellet langs den østlige begrensning av sedimentasjonsbassenget i Rendalen, og i grunnfjellsviduene i Rondane overveiende av granitter. Anortositt er ikke kjent fra disse områder.



Fig. 9. Biri konglomerat langs jernbanelinjen (ved C 4), sydvest for Fåvang kirke.
Biri conglomerate from a railway cutting, southwest of Fåvang church.

Transport og avsetningsforhold.

Alt tyder på at Biri konglomeratet representerer et normalt vanntransportert sediment. En unntagelse fra dette representerer muligens en ca. 5 m tykk blokkførende sandig skifer i den øvre del av formasjonen ved Bånsætra. En lignende utvikling av Biri konglomeratet er observert langs jernbanelinjen sydvest for Fåvang kirke (fig.9).

Da gradert lagning ikke kan sees i disse nivåene, dreier det seg muligens om avsetninger fra slamstrømmer («mud flows») eller materiale falt ned fra flytende is. Slike avsetninger er meget like (Crowell, 1964) og kan vanskelig skilles, — spesielt i det foreliggende tilfelle hvor bergartene er noe tektonisk deformert. Imidlertid tyder enkelte ting på at den blokkførende skiferen ved Bånsætra representerer en lokal utsklidning. Den har nemlig en skarp begrensning i lagserien, og den regionale utbredelsen synes å være liten.

Forholdene ved Mjøsa og innen Fåvang-området viser at Biri konglomeratet følger etter en periode med rolig kalk- og leirsedimentasjon. Antagelig har Biri konglomeratet blitt avsatt på et erodert under-

lag, opptreden av enkelte spredte kalkholdige leirskiferfragmenter i den undre del av formasjonen innen Fåvang-området tyder på dette. Også opptreden av sparagmittbruddstykker ved Bånsætra (s. 69) og kalkfragmenter flere steder i den øvre del av formasjonen, viser at sedimentære bergarter har vært utsatt for erosjon. Den begrensede utbredelsen av Brøttum skifer og kalkstein innen Fåvang-området (s. 64) må enten være et resultat av erosjon, eller at den primært ikke har vært avsatt vestenfor Gullhaugen.

For å forklare dannelsen av det tildels grovblokkige Biri konglomerat har det vært fremsatt flere forskjellige hypoteser:

- a. Skjeseth (1963, s. 29) har tolket dannelsen av Biri konglomeratet ved en forkastningsbetinget innsynkning av sedimentasjonsbassenget.
- b. Oftedahl (1945, s. 291) har antydnet muligheten av at Biri konglomeratet representerer glacifluvialt materiale.
- c. Spjeldnæs (personlig meddelelse) har på grunnlag av forholdene ved Mjøsa, forklart Biri konglomeratet ved en regresjon av havet, muligens i forbindelse med en istid.

Uten å ta standpunkt for eller i mot disse tre alternativ, synes enkelte trekk ved Biri konglomeratet å gi visse holdepunkter. Etter forfatterens mening må Biri konglomeratet oppfattes som en gruntvannsavsetning. Muligens har en viss skjerpelse av relieffet rundt sedimentasjonsbassenget funnet sted, umiddelbart før avsetningen av konglomeratet. Men ved en innsynkning av et marint basseng, vil antagelig bare det undersjøiske relieff bli skjerpet.

Likheten mellom Biri konglomeratet og kvartærtidens glacifluviale avsetninger (bl. a. i Østerdalen og på Romerike) er stor. Også eksempler på meget brå litologiske forandringer kan finnes på disse steder, — fra leire til overliggende grusavsetninger.

Biri skifer og kalkstein.

Innen Fåvang-området er det flere steder en gradvis overgang fra Biri konglomeratet og til den overliggende formasjon med avtagen i materialets grovhet.

Den undre del av Biri skifer og kalkstein er en mørk grå til sort kalkholdig leir-siltskifer, som fører en rekke linser av ren lys kalk. Over denne følger, på de fleste steder vest for en linje mellom Svarttjern og vestlige del av Geiteryggen, en massiv blå-grå kalkstein, hvori lag

av skifer kan opptre. Kalksteinen har ofte en brunlig forvittrings-overflate som tyder på at den er dolomittførende. Øvre del av formasjonen er gjerne utviklet som en lys grå til grå kalkholdig leirskifer, med mektighet opptil ca. 8–10 m.

Den totale mektighet av formasjonen kan gå opp i ca. 150 m, men den varierer en del, antagelig delvis på grunn av tektonisering. Spesielt viser den massive kalksteinen raske og uregelmessige variasjoner i mektighet, den kan bli opptil ca. 60 m som like nord for Fåvang kirke.

Formasjonens utvikling kan muligens tolkes derhen at de typiske kalksteiner er relativt landnære avsetninger, — slik Skjeseth (1963, s. 30) har antydnet. Den østlige del av området hvor kun en kalkholdig skifer er observert, antas nemlig å ligge mere sentralt i sedimentasjons-bassenget enn den vestlige del.

Oolitter har forfatteren ikke observert i denne formasjonen, men ifølge Tørnebohm (1896, s. 23) opptre slike i sydskråningen av Oppsalåsen. Disse kan imidlertid bare iakttas i tynnslip.

For å undersøke graden av dolomittisering i den massive kalksteinen, ble mengde kalsium og magnesium bestemt ved kjemisk analyse. Det ble benyttet en metode utarbeidet av Langmyhr og Sæther (1956). Resultatene er gjengitt i tabell 2.

Tabell 2.

Nr.	Lokalitet	% CaO	% CaCO ₃	% MgO	% MgCO ₃
1	Syd for Svarttjern (E 3)	49.99	89.60	3.88	8.15
2	Sydvest for Oppsalåsen (D 4)	32.83	58.80	13.89	29.10
3	Nordstrand	29.46	52.70	7.19	15.10
4	Midtstrand	43.09	77.20	9.33	19.60
5	Nordøst for Kiliknappen (C 1)	50.40	90.10	3.98	8.35
6	Nord for Kvitfjell (A 6)	32.02	57.30	11.95	25.05
7	Nord for Varden (B 5)	30.13	54.10	12.53	26.30
8	Nordøst for Bånsæterkampane (B 3)	51.80	92.80	2.14	4.50

Av tabell 2 fremgår at en del av prøvene stammer fra relativt rene karbonatbergarter, mens andre prøver (spesielt 2, 3, 6 og 7) er noe urene. Mikroskopering har vist at kalksteinen kan føre både kvarts, feltspat og lys glimmer, samt en sjelden gang opake mineraler.



Fig. 10. Moelv sparagmitt nord for Bånsætra (ved B 3). Finkornig og finlaminert sandstein overleiret av grovkornige tildels konglomeratførende lag.

The Moelv sparagmite north of Bånsætra. Fine-grained sandstone overlain by conglomeratic layers.

Det synes ikke å være noen klar sammenheng mellom magnesiuminnholdet og mengde klastiske mineraler. Men variasjonen i dolomittseringen må muligens forklares ved en slik sammenheng, samt ved at også tektoniske sprekker har bestemt fremtredningen av de dolomittiserende agenser.

Moelv sparagmitt.

Formasjonen viser en meget variert litologisk utvikling. Markerte regionale variasjoner er imidlertid ikke iaktatt. Mektigheten kan være opptil ca. 110 m.

Formasjonens undre del (ca. 40–60 m) er utviklet som en finlaminert grå til mørk grå finkornig sandstein. Denne er vanligvis sterkt skifrig (skifriheten følger lagningen), og en rekke store skiferbrudd er derfor anlagt i dette nivået. Med skarp grense mot denne finkornige sandsteinen (fig. 10) følger gjerne et nivå, opptil ca. 2 m mektig, med konglomeratførende lag. Bollematerialet, som synes å være

godt rundet, består overveiende av kvarts og kvartsitt (opptil ca. 3 cm store). En sjelden gang er skråsiktig iakttatt i konglomeratet. I Linvik-knappen hviler konglomeratet på et ca. 4 m tykt lag av lys grå kalkholdig sandstein.

Formasjonens øvre del er gjerne en lys grå til grå sandstein som kan være kvartsittisk. Den fører enkelte tynne finkonglomeratiske lag. Bollematerialet er overveiende kvarts, kvartsitt og feltspat, — en sjelden gang er også små skiferfiller observert.

Overgangen fra underliggende Biri skifer og kalkstein synes å være gradvis og konkordant.

Mineralinnholdet i en del prøver fra tre profiler gjennom formasjonen (nord for Kvitfjellet, i Linvik-knappen og syd for Svangkampen) er vist i fig. 2 og fig. 3. Spesielt skal nevnes at:

Sur plagioklas utgjør gjerne mellom ca. 15 % og 45 % av bergartens mineralinnhold og er den kvantitativt viktigste feltspat. Brytningsindeksen n'_x ble bestemt for en del kløvfragmenter som lå på spalteflaten 010. Resultatet ga maksimalverdi $n'_x \sim 1.532$ dvs. An₇₋₁₀ (Trøger, 1959, s. 100). Relieffet er nesten alltid lavere enn canadabalsamens, noe som også viser at det overveiende dreier seg om albitt.

Fyllosilikatinnholdet varierer mellom ca. 5 % og 30 %. Alt overveiende opptrer lys glimmer i en meget finskjellet form, som for en stor del synes å være rekrystallisert. Store klastiske muskovittkorn opptrer også.

Mindre rekrystalliserte aggregater av henholdsvis kloritt og brun biotitt opptrer en sjelden gang.

Karbonat kan utgjøre opptil ca. 20 % av bergartens mineralinnhold. Opptrer vesentlig i den undre del av formasjonen. Antagelig dreier det seg vesentlig om kalsitt. At den er rekrystallisert vises ved at sandkornenes grenser ofte er delvis gjennomtrengt av karbonat (korrosjon av sandkornene), og at sprekker i sandkornene kan være fylt med karbonat.

Aksessoriske mineraler utgjør vanligvis under 1 % av bergartens mineralinnhold, men kan gå opp i ca. 3 %. Mest vanlig er titanitt, apatitt, zirkon og svovelkis (mer eller mindre omdannet til limonitt).

Ofte viser svovelkisen god krystallbegrensning. Av og til trenger krystallene inn i omgivende sandkorn eller gjennomtrenger bergartens skifrihet (fig. 11). Det siste forhold tyder på at svovelkiskrystallene er dannet senere enn skifriheten, slik at de må oppfattes som porfyro-

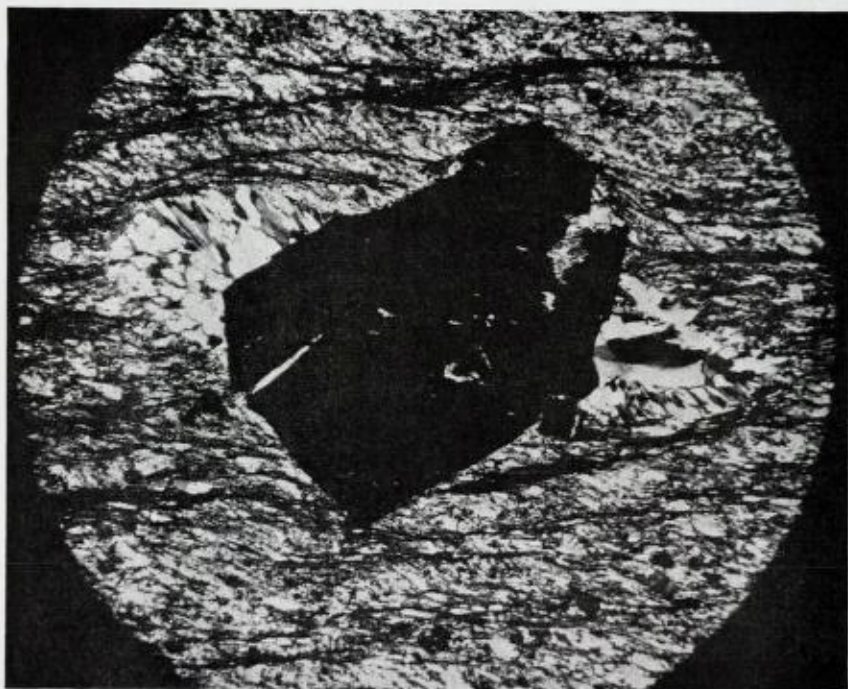


Fig. 11. Finkornig skifrig Moelv sparagmitt. I «pressure shadows» på hver side av svovelkiskrystall har fibrøs kvarts krystallisert. x 25.

Fine-grained Moelv sparagmite. Recrystallized quartz in pressure shadows on each side of pyrite crystal. x 25.

blaster. Men svovelkisen kan også ha vokset ved diagenetiske prosesser, da dette er forholdsvis vanlig i leirrike sandsteiner som «gråvakke» (Pettijohn, 1957, s. 305).

Enkelte ganger viser svovelkiskrystallene tegn etter tektonisk påvirkning. Krystallen i fig. 11 er noe oppsprukket, — en av sprekkene (til venstre på bildet) er fylt med kvarts, mens en annen er fylt med sericitt. En sjelden gang har fibrøs kvarts krystallisert i «pressure shadows» på hver side av svovelkiskrystallene.

Moelv sparagmittens varierte litologiske utvikling tyder på at materialtilførsel og avsetningsforhold har skiftet en del. Overgangen fra Biri skifer og kalkstein til Moelv sparagmittens konglomerater og sandsteiner representerer en relativt markert litologisk forandring. I Engerdalen har Holtedahl (1921, s. 54) forklart dannelsen av Moelv sparag-

mitten ved en forkastningsbetinget innsynkning av sedimentasjonsbassenget. Også Skjeseth (1963, s. 30) har påpekt dette forhold.

Innen Fåvang-området startet sedimentasjonen med avsetning av en finkornig sandstein under relativt rolige betingelser. Overgangen til de overliggende konglomerater (fig. 10) representerer en mere markert litologisk forandring enn overgangen fra Biri skifer og kalkstein til undre del av Moelv sparagmitt.

At en viss skjerpelse av relieffet rundt sedimentasjonsbassenget fant sted etter avsetningen av Biri skifer og kalkstein er sannsynlig. Imidlertid er det lite trolig at det undersjøiske relieff ble markert skjerpet, siden konglomeratene i Moelv sparagmitt har karakter av gruntvannsavsetninger.

Moelv sparagmittens moderbergart(er) må ha ført albitt som dominerende feltspat. Dette fordi kalifeltspat er noe mere stabil overfor kjemisk forvitring enn de sure plagioklaser (Goldich, 1938), og følgelig skulle bli relativt anriket i sedimentet, hvilket ikke synes å være tilfelle.

Av grunnfjellsområder som kan tenkes som mulig kilde, bør nevnes de to grunnfjellsvinduene innen gradteigskartet Slidre (Strand, 1951 b, s. 14). Her opptrer bl. a. gneiser hvor albitt er eneste feltspat. Også innen gradteigskartet Aurdal (Strand, 1954, s. 9) opptrer betydelige mengder plagioklasgneiser (med både albitt og mere basiske plagioklaser).

Kanskje er den antatte anortositen ca. nordvest for Fåvang (se s. 70) en kilde for en del av albittkornene i Moelv sparagmitt? I tilfelle må omvandlingen (saussurittisering) av anortosittbollene i Biri konglomeratet ha skjedd før avsetningen av konglomeratet. Også enkelte korn av klinozoisitt som opptrer i Moelv sparagmitt kan stamme fra en anortosittkilde.

Moelv konglomerat.

På det geologiske kartet er vist hvor formasjonen er observert. Konglomeratet er i hele området utviklet som en blokkførende skifer (fig. 12), hvor bollene sjelden er i kontakt med hverandre. Formasjonen kan ha en mektighet opptil ca. 10 m (i Bonnsäterkampane), men vanligvis er den tynnere.

Grunnmassen i konglomeratet består vesentlig av grønngrå sandiltskifer som kan være svakt kalkholdig. Den øvre delen er gjerne noe mere finkornig.



Fig. 12. Moelv konglomerat sydligst i Oppsalåsen.

The Moelv conglomerate from the southern part of Oppsalåsen.

Grensen mot underliggende Moelv sparagmitt synes å være relativt skarp. En sjelden gang kan en veksling mellom lag av sparagmitt og skifer iakttas. På overgangen til Ekre skiferen forsvinner bollematerialet, mens grunnmassen i konglomeratet gradvis går over i en ren leir-silt-skifer.

Sorteringen av Moelv konglomeratet er meget dårlig. I de sydligste lokaliteter i Oppsalåsen ligger f. eks. boller ca. 30×40 cm i tverrmål like ved siden av boller ca. 2×3 cm store (fig. 12). Om-trent den samme dårlige sorteringen kan konstateres andre steder innen området.

Bollematerialet består alt overveiende av gneis, granitt og kvartsitt. En sjelden gang er boller av mørk uren kalkstein observert. Et gjennomgående trekk i hele området er at gneis og granitt utgjør de største bollene, dog sjelden med tverrmål over ca. 15 cm.

Mikroskopering av enkelte grå gneisboller viste en sammensetning svarende til kvartsdiorittisk gneis. Bergarten ligner meget på de kvartsdiorittiske gneisene som er beskrevet av Strand (1954, s. 9) fra grunnfjellsområdet innen gradteigskartet Aurdal.

Med sin usorterte karakter skiller Moelv konglomeratet seg klart ut fra vanlige elve- eller strandkonglomerater. Holtedahl (1922) antok en glacial opprinnelse av det «tillittlignende» konglomerat i typeområdet ved Mjøsa (syd for Moelv). Dette konglomerat tenkes dannet ved at blokkmaterialet er droppet fra flytende isfjell, eller det representerer en subakvatisk morene.

Spjeldnæs (1964) og K. Bjørlykke (1966) har også drøftet Moelv konglomeratets dannelsesmåte. Etter begges mening taler de fleste faktorer vedrørende dette konglomerat til fordel for en glacial opprinnelse.

Holmsen (1954) har gitt en oversikt over morenekonglomeratets utbredelse og utvikling i Sparagmittgruppen i det sydlige Norge. Han skiller mellom 3 hovedtyper:

1. Moelv konglomeratet med store blokker i en matriks av rød-brun arkose, 2. blokkførende leirskifer («boulder clay») og 3. basaltillitt, som hviler direkte på det prekambriske underlag.

Innen Fåvang-området har konglomeratet en utvikling som nærmest svarer til «boulder clay» typen. Denne er av Holmsen (1954, s. 116) tolket som en marin facies, avsatt i lengre avstand fra land enn de to andre facies.

Muligens stammer noe av blokkmaterialet i Moelv konglomeratet ved Fåvang fra samme kilde som Moelv sparagmitten fikk sitt materiale fra, de albittrike gneisbollene kan tyde på dette. Kanskje er det de samme gneiser som de som er blottet innen gradteigskartet Aurdal og i grunnfjellsvinduene innen gradteigskartet Slidre (?).

Ekre skifer.

Innen hele Fåvang-området er Ekre skiferen utviklet som en grønn til grågrønn leir-siltskifer. Den undre delen kan ha en noe mørkere farge. Laminering kan av og til sees. Mektigheten varierer en del (0 – ca. 15 m), noe som antagelig overveiende skyldes tektonisering.

Vemdal sandstein.

Vemdal sandsteinen har en tektonisk betinget skjellstruktur, og det er vanskelig å få bragt på det rene hvor hele formasjonen (opptil ca. 100–130 m mektig) er bevart. Den undre del av formasjonen synes imidlertid alltid å være utviklet som en brunlig eller grå til mørk grå

gråvakke. Denne går gradvis over i en lys grå, enkelte ganger noe grønnlig feltspatholdig kvartsitt. Lagning kan konstateres enkelte ganger, og spesielt i den øvre del av formasjonen. En sjelden gang er også skråsjikt iaktatt.

Overgangen Ekre skifer — Vemdal sandstein er vanligvis skarp. Enkelte steder er denne overgangen imidlertid markert ved en veksling mellom skiferlag og sandsteinsbenker. Muligens er denne vekslingen primær og følgelig lik overgangen Ekre skifer — Vardal sparagmitt ved Mjøsa (Skjeseth, 1963, s. 32), men det kan også være et tektonisk fenomen.

Mineralinnholdet i en del prøver fra tre profiler gjennom formasjonen (nord for Kvitfjellet, ved Midtstrand og syd for Svangkampen) er vist i fig. 2 og fig. 3. Det skal spesielt nevnes at:

Kalifeltspat, som utgjør mellom ca. 10 % og ca 23 % av bergartens mineralinnhold, har vanligvis utviklet det typiske mikroklingitter. Noen meget få spredte pertitter av typen «jotunpertitt» er observert.

Fyllosilikatinnholdet varierer mellom ca. 5 % og ca. 40 % (undre del av formasjonen). Alt overveiende opptrer lys glimmer i en meget finskjellet form, som for en stor del synes å være rekrystallisert. En del store klastiske muskovittkorn opptrer også.

Mindre rekrystalliserte aggregater av henholdsvis kloritt og brun biotitt opptrer en meget sjelden gang.

Aksessoriske mineraler kan utgjøre opptil ca. 1 % av bergartens mineralinnhold. Mest vanlig er zirkon, men både rutil, titanitt og svovelkis er observert.

Vogt (1924) inndeler formasjonen ved Mjøsa i to ledd, en undre feltspatholdig sandstein — Vardal sparagmitt, og en øvre, relativt ren kvartsitt — Ringsaker kvartsitten. En lignende todeling synes ikke å være mulig ved Fåvang.

De tre undersøkte profilene gjennom Vemdal sandsteinen (fig. 2) viser at mengden av kvarts øker oppover i formasjonen mens fyllosilikatinnholdet avtar i omtrent samme grad. Feltspatinnholdet varierer derimot lite, og de uregelmessigheter som forekommer, viser ingen utpreget tendens. En viss økning av kornstørrelsen oppover i formasjonen kan konstateres i de tre profilene.

I undre del av Vemdal sandsteinen synes en betydelig leirtilblending å ha funnet sted, hvilket tyder på en noe landfjern facies. Det store

innhold av fyllosilikater skyldes antagelig overveiende en rekrystallisert leirmatriks (se s. 83). Oppover i formasjonen minker leirtilblandingen, hvilket viser økende utvasking av sedimentet.

Utviklingen av Vemdal sandsteinen ved Fåvang kan kanskje tolkes derhen at den relieffutjevning som Ringsaker kvartsitten indikerer (Vogt, 1924), ikke fant sted i samme grad i mere nordlige landområder. Imidlertid behøver ikke tilstedeværelse av feltspat i formasjonens øvre del indikere noen kort transport (og nærliggende kilde). Feltspater synes nemlig å være meget motstandsdyktige overfor abrasjon ved relativt små strømhastigheter og rolige betingelser (Pettijohn, 1957, s. 560).

Svartskar skifer.

Formasjonen er utviklet som en grønnlig leir-siltskifer med en noe mørkere farge i øvre delen. Mektigheten varierer en del og kan gå opp i ca. 15–20 m ved Kvitfjell. Skiferens grense til både underliggende Vemdal sandstein og overliggende Kvitfjell kvartsitt er meget skarp og uten overgangsledd.

Formasjonen representerer sannsynligvis en underkambrisk skifer. Fossiler er ikke funnet, men dens stratigrafiske stilling og litologiske utvikling i den vestlige del av området kan tyde på en slik alder.

Kvitfjell kvartsitt.

På grunnlag av forholdene i den vestlige del av området er Kvitfjell kvartsitten skilt ut som egen formasjon. Mektigheten kan her være opptil sa. 60–70 m.

Ved Kvitfjell er den undre del (ca. 20 m) av formasjonen utviklet som en grå til mørk grå kvartsitt, enkelte ganger med et svakt rødlig skjær. Høyere oppe blir fargen gradvis lysere, og den øvre halvdel av formasjonen er en meget lys grå kvartsitt (navnet «Kvitfjell» grunner seg på denne lyse fargen), enkelte steder med et blålig skjær.

En svak antydning til lagning kan sees noen steder.

Muligens kan Kvitfjell kvartsitten parallelliseres med den underordoviciske blåkvarts på Hardangervidda (?). Kvitfjell kvartsittens stratigrafiske beliggenhet gjør at en slik parallellisering ikke er urimelig. Tidligere har Skjeseth (1961) parallellisert kvartsittiske avsetninger i Femundtraktene og i Torpa – Gausdal med blåkvartsen på Hardangervidda, og påpekt hvordan disse synes å ha sin utbredelse langs sydøst-

randen av fjelkjeden. De oppfattes som et resultat av de epirogene hevinger og etterfølgende denudasjoner som foregikk i underordovicisk tid (Skjeseth, 1961).

Ved Femunden ligger blåkvartsen med erosjonsdiskordans på over- og underkambriske lag og overleires av ortocerkalk (Skjeseth, 1961, s. 102).

Overgangen Svartskar skifer — Kvitfjell kvartsitt, som er meget skarp, kan godt være erosjonsbetinget. Hvorvidt det dreier seg om en vinkeldiskordans er uråd å avgjøre, da tydelig laminering mangler i skiferen.

Svinslåen sandstein og skifer.

Formasjonen opptrer kun i den vestlige del av det kartlagte område. Undre del (opptil ca. 40 m) er utviklet som en mørk grå til sort leirskifer. Videre oppover i formasjonen dominerer en grå sandstein. Denne fører enkelte tynne lag av leirskifer, med samme karakter som den underliggende skifer.

Vest for det kartlagte område har K. O. Bjørlykke (1893) vist at den grå sandsteinen hviler på en leirskifer som inneholder graptolitter (etasje 3 og 4). Dette er mulig også tilfelle innen det kartlagte område, men fossiler er ikke funnet.

Tektonisering og metamorfose av områdets bergarter.

Som det har fremgått av det foregående, er bergartene innen det kartlagte område noe tektonisert. Dette har ført til delvis nedknusing og deformering av sandsteinenes sandkorn, mens noe av det finkornige materiale i den skifrige grunnmassen antas å ha rekrystallisert.

At materialet som inngår i sandfraksjonen, må oppfattes som klastisk, tyder følgende på:

- a) nesten alltid opptrer undulerende utslukning,
- b) krumming av kløvtracer og tvillinglameller, samt
- c) oppsprekning er vanlig.
- d) Bøhmske lameller og svak to-aksethet er iaktatt i noen få kvartskorn,
- e) varierende grad av forvitring forekommer hos feltspatkorn som ligger nær hverandre i tynnslip,
- f) tre orienterte slip av Kvitfjell kvartsitten (s. 95) viser ingen spesiell orientering av kvartskornene.

Det varierende forhold mellom kalifelspat og plagioklas (fig. 3) som skiller en del formasjoner fra hverandre, antas følgelig å skyldes sedimenttilførsel fra petrografisk ulike bergarter.

Imidlertid har Barth (1938) antatt en natrium-metasomatose i sparagmittbergartene fra det sydnorske sparagmittområde. Denne skulle etter hans mening tilta fra Østerdalen mot Oppdalsområdet. Natriumrike sparagmittbergarter er beskrevet av Strand (1951 a) fra Vågåområdet, det høye albittinnhold her ble tolket som resultat av albittisering ved «replacement» av kalifeltspat.

Ved mikroskopering av sandsteinene fra Fåvang-området kan imidlertid intet iakttas som tyder på at kalifeltspaten er i ferd med å omdannes til albitt. Dessuten er det meget urimelig at en natrium-metasomatose har omdannet nesten all kalifeltspaten i Moelv sparagmitt og delvis i Brøttum sparagmitt, men nesten ikke gjort seg gjeldende i den underliggende Elstad sparagmitt og i de øverste formasjonene.

Sandkornene kan imidlertid ha blitt noe omvandlet ved diagenetiske prosesser. Dette er imidlertid vanskelig å få bragt på det rene på grunn av tektoniseringen av bergartene. Muligens har noen av mikroklin- og albittkornene vokset ved autigenese. Dette er ifølge Pettijohn (1957, s. 664) et ikke uvanlig fenomen. Rundt noen få mikroklinkorn er observert smale tvillingfri randsoner som muligens kan være autigene dannelser. Rundt noen få albittkorn (sterkt sericittisert) er også randsoner observert (ikke sericittisert). Disse randsonene har alltid samme utslukning som kjernene.

Noe av materiale i sandsteinenes grunnmasse antas som nevnt, å være rekrystallisert. Dette gjelder i første rekke finskjellet lys glimmer (sericitt), kloritt, karbonat og biotitt, dernest noe kvarts, feltspat og klintoisitt.

Bergartenes sericitt og kloritt er antagelig for en stor del rekrystallisert leirmatriks. Sericittisering av kalifeltspatkornene synes å ha funnet sted i meget liten utstrekning, men noen sericitt har kanskje en slik opprinnelse. Dessuten må antas som en mulighet at noe sericitt inngikk i det primære sediment som klastisk materiale.

Ellers opptrer i sandsteinene og i skiferbergartene en del kuber av svovelkis (mer eller mindre omdannet til limonitt), som antas å ha vokset ved diagenetiske og/eller metamorfe prosesser (se s. 75).

Hva skiferbergartene angår, viser disse en omvandling som antagelig svarer til «slate», delvis med overganger til fyllitt.

Som nevnt (s. 68) fører Biri konglomeratet boller av meta-anortositt. Omvandlingen av disse bollene kan enten ha skjedd i moderbergarten eller i konglomeratet, eller begge steder. Imidlertid er det trolig at omvandlingen for en stor del er post-sedimentær. Bollene er nemlig alltid deformert til tilnærmede treaksede ellipsoider (s. 86), dessuten viser samtlige undersøkte boller samme grad av omvandling. Følgelig kan mineralparagenesen, albitt (eller sur oligoklas), zoisitt og muskovitt være et resultat av den tektoniske deformasjon i området.

Samtlige av de antatte rekrystalliserte mineraler er typiske for lav-metamorfe bergarter. At sericitten for en stor del er rekrystallisert, er i overensstemmelse med Polkanov (1961) som har undersøkt en skiferprøve fra Brøttum sparagmitten ved Fåberg. Den absolutte alder på sericitten er ifølge Polkanov og Gerling (1961, s. 74) 550 millioner år, d.v.s. alderen på metamorfosen og ikke på sedimentet. Denne høye alder på metamorfosen synes forøvrig å støtte Spjeldnæs' (1959) hypotese om en tektonisering og metamorfose av Sparagmittgruppens bergarter før avsetningen av Moelv konglomeratet (tillitten). Imidlertid tyder ikke feltobservasjonene i Fåvang på at Biri skifer og kalkstein er skilt fra Moelv sparagmitten ved foldning, slik Spjeldnæs (1959) har funnet indicer på ved Mjøsa.

TEKTONIKK

Innledning

Bergbygningen i Fåvang — området er preget av en vekslning mellom kompetente og inkompetente formasjoner. Dette har preget utformingen av strukturene. Disharmonisk foldning har tildels funnet sted. De rene sandsteinsformasjonene danner for det meste brede konsentriske folder, hvis størrelse er bestemt av de kompetente lags tykkelse (de Sitter, 1956, s. 190). De inkompetente skiferformasjonene viser derimot utpreget småfoldning. Skiferformasjonene har også virket som svakhetssoner, hvor bevegelser har funnet sted. Sandsteinsformasjonene har derimot virket mere som stive plater hvor nesten ingen bevegelse har forekommet.

Fåvang synklinalen.

Av det geologiske kartet (fig. 18) og strukturkartet (fig. 17) fremgår, at en av hovedstrukturene innen Fåvang-området er en synk-

linal med akseretning ca. øst-vest. Også på K. O. Bjørlykkes kart fra 1891 fremgår denne synklinalen tydelig. Ifølge Skjeseth (1963, s. 92) kan en synklinal-struktur følges videre østover til Koppang (av han kalt Fåvang-Koppang synklinalen). I det etterfølgende vil betegnelsen «Fåvang synklinalen» bli anvendt for synklinalen innen det kartlagte området.

Fåvang synklinalen er mest regelmessig på østsiden av Lågen. Den lukker seg øst ved Gullhaugen.

På vestsiden av Lågen vider Fåvang synklinalen seg ut, og muligens taper den sin karakter av synklinal ikke langt vestenfor kartgrensen.

En del mindre folder i Fåvang synklinalen har akseretning parallell med denne. Aksetracene for disse kan følges over lange strekninger (fig. 17). Påfallende er de omtrent parallelle og nesten rette tracene. Også foldningsaksene er meget konstante innen området, med retning omkring $N 110^{\circ}-115^{\circ} \text{ } \emptyset$ og en helning som nesten alltid er vestlig, ca. $5-20^{\circ}$.

Skjellstruktur i bergartene innen Fåvang synklinalen.

I første rekke viser Vemdal sandsteinen en utpreget skjellstruktur («imbricate structure»). Dette kan konstateres både øst og vest for Lågen (fig. 13). I området Svangkampen — Oppsalåsen opptrer gjerne Moelv konglomerat og Ekre skifer mellom skyveflakene.

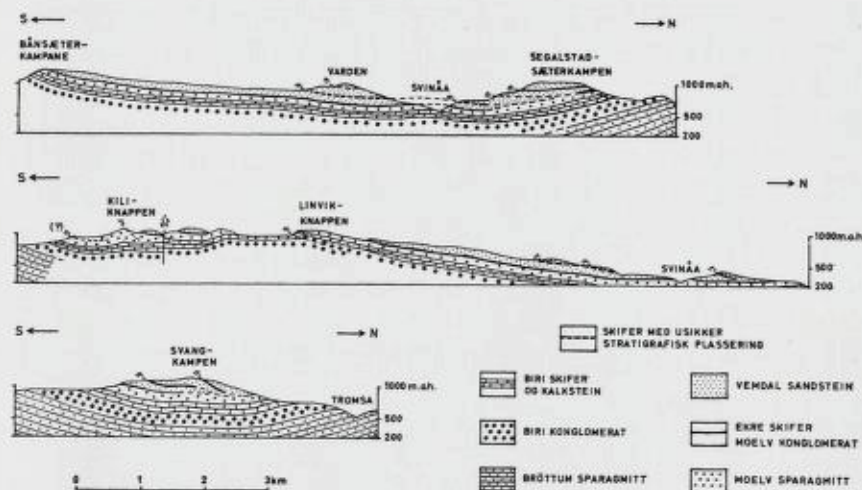


Fig. 13. N-S profiler som viser tektonikken i og syd for Fåvang synklinalen.
N-S sections showing the tectonics in and south of the Fåvang syncline.

På vestsiden av Lågen er det derimot vanligvis observert en grønnlig leir-siltskifer mellom flakene. Mektigheten av denne skiferen kan være opptil ca. 25 m. Dens stratigrafiske posisjon er vanskelig å utrede. Formasjonen er avsatt som «skifer med usikker stratigrafisk plassering» på det geologiske kartet. Antagelig er skiferen yngre enn Vemdalsandsteinen og muligens ekvivalent med Svartskar skiferen.

At det kan opptre skyveflak fra andre formasjoner i forbindelse med den nevnte skjellstruktur i Vemdalsandsteinen er mulig. Den underliggende Moelv sparagmitt synes imidlertid ikke å ha trengt inn mellom skyveflak av Vemdalsandstein. At bergarten er noe skjellformig oppdelt er konstatert flere steder, bl. a. i Kiliknappen (fig. 13).

Også Kvitfjell kvartsitten viser en mindre utpreget skjellstruktur (fig. 18). Denne bergarten har stor feltmessig likhet med Vemdalsandsteinens øvre del. Det er derfor mulig at Kvitfjell kvartsitten har større utbredelse enn det som er vist på det geologiske kartet.

Deformasjon av bollene i Biri konglomeratet.

Innen det kartlagte område er konglomeratbollene i Biri konglomeratet alltid deformert til tilnærmede treaksede ellipsoider. Dette forårsaker en tydelig lineasjon på grunn av ensretting av bollenes lengste akser (fig. 6 og fig. 17). Lineasjonen i Biri konglomeratet er parallell med Fåvang synkinalens akse. Den lengste akse i de deformerte konglomeratbollene er dessuten alltid subparallell med lagningen.

For å få et tilnærmet mål for den kvantitative deformasjonen av Biri konglomeratet, er lengdene av de tre aksene i de deformerte bollene målt (tabell 3). Alle målingene er utført på anortosittboller som er slått løs fra bergarten. Nøyaktigheten av målingene er på ca. 0,5 cm.

Hvis vi antar at de udeformerte konglomeratbollene har vært sfæriske med radius r , og de deformerte konglomeratbollene er treaksede ellipsoider med halvaksler a , b og c , og volumet ikke forandres ved deformasjonen, kan vi sette (etter Oftedahl, 1948, s. 481):

$$\frac{4}{3} \pi r^3 = \frac{4}{3} \pi a \cdot b \cdot c$$

$$(\alpha) \quad r = \sqrt[3]{a \cdot b \cdot c}$$

hvis $r = b$ fåes:

$$r = \sqrt{a \cdot c} \quad \text{eller} \quad r^2 = a \cdot c$$

som kan skrives: $\frac{a}{r} = \frac{r}{c}$

eller uttrykt i prosent $100 \frac{a}{r} = 100 \frac{r}{c}$

Størrelsene $100 \frac{a}{r}$ og $100 \frac{r}{c}$ kan brukes som uttrykk for deformasjonens størrelse av a og c-aksene. Jo større forskjellen mellom uttrykkene er, jo større er deformasjonen av b-aksen.

I fig. 14 er deformasjonen av a-aksen og den tilsvarende deformasjon av c-aksen plottet. Punkter på den stiplede linjen har like sterk deformasjon av a- som av c-aksen. Den markerer derfor boller som ikke har noen deformasjon av b-aksen. De fleste punktene i diagrammet ligger imidlertid under denne kurven og indikerer en større deformasjon av a- enn av c-aksen. Dette betyr at b-aksen er blitt forkortet.

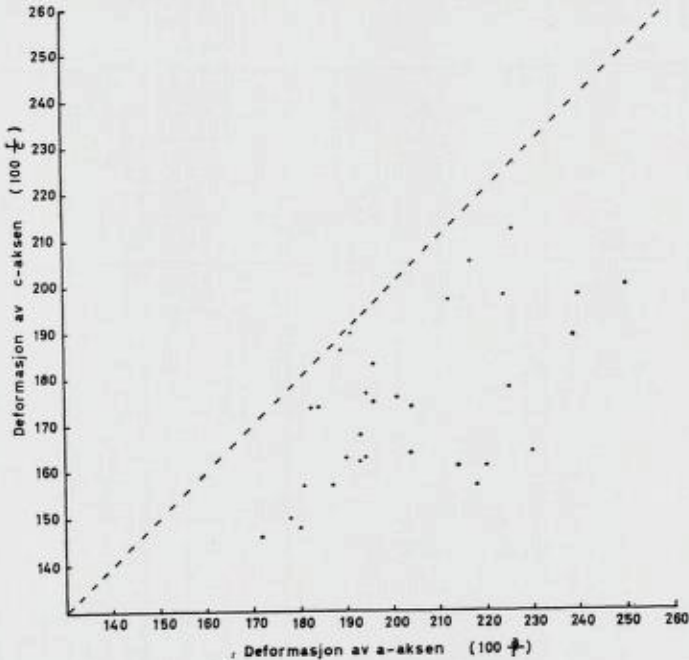


Fig. 14. Deformasjonen av a-aksen i forhold til deformasjonen av c-aksen i en del anortosittboller fra Biri konglomeratet ved Fåvang.

Deformation of a-axes in relation to deformation of c-axes in anorthosite boulders at Fåvang.

Tabell 3.
Diametre av målte konglomeratboller.

Lokalitet	Bollenes dimensjoner (i cm)			2r = d (i cm)	Forholdet mellom de tre halvaksler a : b : c
	2a	2b	2c		
Strandesætra (A 6)	68	31	22	35.85	3.09 : 1.41 : 1
	60	20	17.5	27.50	3.43 : 1.14 : 1
	48	20	10	21.20	4.80 : 2.00 : 1
	39	17	11	19.40	3.55 : 1.55 : 1
	25	11	6	11.80	4.16 : 1.83 : 1
	9.5	5	3	5.20	3.17 : 1.67 : 1
	Middelverdi:				
Ca. 1 km nord for Oppsalåsen (ved D 5)	61	29	22	33.80	2.77 : 1.32 : 1
	50	16	10	20.00	5.00 : 1.60 : 1
	40	16	9	17.90	4.45 : 1.78 : 1
	30	10	8.5	13.65	3.53 : 1.18 : 1
	24	9.5	7	11.25	3.43 : 1.36 : 1
	20	7	5	8.90	4.00 : 1.40 : 1
Middelverdi:					3.86 : 1.44 : 1
Geiteryggen	73	33	25	39.15	2.92 : 1.32 : 1
	64	20	17	27.80	3.75 : 1.20 : 1
	50	20	15	24.60	3.30 : 1.30 : 1
	43	15	9	17.90	4.80 : 1.65 : 1
	36	12	8	15.10	4.50 : 1.50 : 1
	25	12	7	12.80	3.60 : 1.70 : 1
	Middelverdi:				
Gullhaugen	120	55	45	66.70	2.67 : 1.22 : 1
	105	55	30	55.70	3.50 : 1.83 : 1
	60	30	24	35.00	2.50 : 1.25 : 1
	50	22	16	25.95	3.13 : 1.37 : 1
	48	23	14	24.75	3.43 : 1.64 : 1
	20	9	4.5	9.20	4.45 : 2.00 : 1
	Middelverdi:				

Lokalitet	Bollenes dimensjoner (i cm)			2r = d (i cm)	Forholdet mellom de tre halvaksler a : b : c
	2a	2b	2c		
Ca. 4 km øst for Gullhaugen	110	48	35	56.95	3.14 : 1.37 : 1
	75	36	28	42.15	2.68 : 1.29 : 1
	57	24	16	27.90	3.56 : 1.50 : 1
	48	25	15	26.10	3.20 : 1.67 : 1
	21	9.5	6.5	10.90	3.24 : 1.46 : 1
	14.5	7.5	4	7.60	3.63 : 1.88 : 1
					Middelverdi: 3.24 : 1.53 : 1

Beregning av opprinnelig diameter (d) etter formel (a).

Av interesse kan det være å sammenligne resultatet i tabell 3 med resultatet av en tilsvarende undersøkelse av kvartsittbollene i Bygdin konglomeratet (Goldschmidt, 1916 a, s. 34 og Strand, 1945, s. 19). Goldschmidt oppgir det mest vanlige forholdet a: b: c til 6: 2: 1 og at det i ekstreme tilfeller kan gå opp i 80: 1,5: 1. Strand oppgir et gjennomsnitt av sine målinger til 5,8: 1,8: 1. Resultatene fra Bygdin viser tydelig at bollene der er mere avlange (sterkere deformerte) enn ved Fåvang.

Også i den nordlige del av kartbladet N. Etnedal (Strand, 1938, s. 44) er bollene i et kvartskonglomerat (med et gjennomsnittlig forhold mellom a: b: c lik 9,4: 2,9: 1) sterkere deformert enn konglomeratbollene ved Fåvang.

Oftedahl (1948, s. 479) har målt de tre aksene i en rekke deformerte boller i kvartskonglomerater tilhørende alloktone sparagmittbergarter. De aller fleste av disse bollene er mere uttrukket enn bollene ved Fåvang. Av hans resultater fremgår videre at i de fleste konglomeratbollene er b-aksen (midlere akse) noe forlenget (under forutsetning av at bollene opprinnelig var sfæriske).

Det er her sammenlignet med resultater av målinger som er utført på deformerte kvartskonglomerater fra områder omkring Fåvang. De undersøkte bollene fra Fåvang består derimot utelukkende av anortositt.

Ved beregning av de udeformerte konglomeratbollers størrelse er antatt kuleform av disse. En del avvik fra denne idealformen har ganske sikkert eksistert i det opprinnelige bollemateriale. Muligens er

dette årsaken til de varierende forhold a: b: c som kan konstateres i de deformerte konglomeratbollene innen hver lokalitet.

I de deformerte konglomeratbollene som Strand (1945, s. 14) og Oftedahl (1948, s. 477) har undersøkt, er bollenes lengste akser alltid orientert i ca. nordvest-sydøstlig retning, altså i antatt tektonisk hovedtransportretning. For de deformerte bollene ved Fåvang blir forholdet et annet. Her er den tektoniske hovedtransportretning antatt å være ca. nord-sydgående, dvs. bollenes lengste akser er orientert omtrent vinkelrett på denne retningen.

Ringebu antiklinalen.

Umiddelbart nord for Fåvang synklinalen følger en antiklinal som har Elstad sparagmitten omtrent sin kjerne. Akseretningen for denne er også ca. øst-vest (fig. 17). Ifølge Skjeseth (1963, s. 92) kan også denne (av han kalt Ringebu-Mistra antiklinalen) følges videre øst-over, beliggende nord for Fåvang-Koppang synklinalen.

Betegnelsen «Ringebu antiklinalen» vil i det etterfølgende bli anvendt for antiklinalen nord for Fåvang synklinalen.

Ringebu antiklinalen er svakt asymmetrisk med akseplan fallende steilt i nordlig retning. Foldningsaksen har en svak kulminasjon i området ved Elstad sparagmitten.

I sydflanken av antiklinalen opptrer en markert breksjesone. Denne ser ut til å falle meget steilt i nordlig retning, omtrent på tvers av lagstillingen. Selve breksjens beliggenhet i antiklinalen (fig. 15) tyder på at det kan dreie seg om en foldningsforkastning av type som angitt av de Sitter (1956, s. 241). Den nordlige siden av forkastningen har i tilfelle beveget seg meget steilt i sydlig retning.

Skjellstruktur i Elstad sparagmitten.

Formasjonen, som utgjør en meget kompetent enhet, er gjennomført av en rekke skyveplan. Disse har alle strøk ca. øst-vest og varierende nordlig fall. En gjentakelse av den opprinnelige lagfølge synes å ha funnet sted.

Skjellstrukturen fremgår tydelig av forholdene på østsiden av Lågen. Her opptrer iallfall fire skyveflak som er adskilt av Elstad skifer (fig. 15 og fig. 18).

På vestsiden av Lågen er kun en overskyvningsflate markert ved

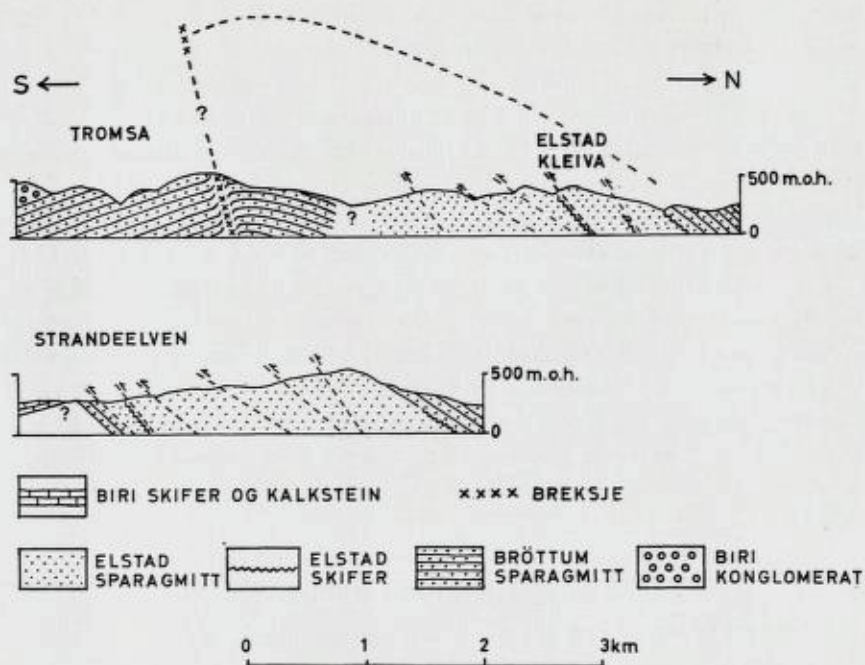


Fig. 15. N-S profiler gjennom Elstad sparagmitt på vest- og østsiden av Lågen.
N-S sections through the Elstad sparagmite on the western and eastern side of river Lågen.

Elstad skifer (fig. 15). De antatte andre overskyvningsflatene fremtrer imidlertid som markerte breksjesoner.

For forståelsen av de tektoniske forhold i og ved Elstad sparagmitt er grenseforholdet mot Brøttum sparagmitt av stor viktighet.

K. O. Bjørlykke (1905, s. 161—162) har gitt en beskrivelse av denne overgangen, som i det vesentlige stemmer overens med mine iakttagelser i området. Han var imidlertid ikke oppmerksom på skjellstrukturen i Elstad sparagmitt, slik at hans og min oppfatning av grenseforholdet er noe divergerende.

K. O. Bjørlykke kom frem til at Brøttum sparagmitt overleirer Elstad sparagmitt (vanligvis adskilt ved Elstad skiferen) langs dennes østlige, nordlige og vestlige begrensning, hvilket også jeg er kommet frem til.

Han oppfattet imidlertid Elstad skiferen som en formasjon kun beliggende mellom Elstad sparagmitt og Brøttum sparagmitt, og dess-

uten sammenhengende over lengre strekninger. Et slikt sammenhengende nivå synes ikke å forekomme, da skjellstrukturen har ført til at skiferen også opptrer mellom skyveflak av Elstad sparagmitt.

Min konklusjon angående Elstad sparagmittens sydlige begrensnig er i overensstemmelse med K. O. Bjørlykke, nemlig at Elstad sparagmitten her synes å overleire Brøttum sparagmitten. Dette kan ikke konstateres på østsiden av Lågen på grunn av kvartære avsetninger, men på vestsiden av elva kan derimot dette forhold iakttas (fig. 15).

I hvilken grad Brøttum sparagmitten rundt Elstad sparagmitten er skjellformig oppdelt, er vanskelig å avgjøre. En mindre skjellformig gjentakelse av enkelte sandsteinsbenker tilhørende Brøttum sparagmitten er konstatert på vestsiden av Lågen. På østsiden synes dette å være mindre utbredt. Her ser det ut som Brøttum sparagmitten ligger ovenpå Elstad sparagmitten uten markerte bruddsoner i sandsteinsbenkene.

Elstad sparagmittens og Elstad skiferens tektoniske og stratigrafiske stilling.

Kjerulf (1873, s. 49) plasserte Elstad sparagmitten som den eldste formasjonen innen Sparagmittgruppen. Han omtaler Elstad sparagmitten som et sterkt sammenstuvet parti av eldre fjell, beliggende under Brøttum sparagmitt. Også i et av sine senere arbeider (Kjerulf, 1879) henførte han Elstad sparagmitten til Sparagmittgruppens eldste avsetninger.

K. O. Bjørlykke kartla området noe senere, og også han oppfattet Elstad sparagmitten som den eldste formasjonen innen Sparagmittgruppen (K. O. Bjørlykke, 1893, s. 5).

Tørnebohm (1896, s. 24) har derimot fremsatt den antagelse at Elstad sparagmitten skulle svare til Biri konglomeratet. For å få denne korreleringen til å stemme, antok han en øst-vestgående forkastning syd for Elstad sparagmitten med innsynkning av den nordlige delen, og en nord-sydgående forkastning øst for Elstad sparagmitten, med innsynkning av den vestlige delen.

K. O. Bjørlykke (1905, s. 160) erklærte seg uenig i denne tolkning, idet han mente at alle forhold tyder på at man har for seg en hevet sadelfold av eldre fjell, som ved sydgrensen er delvis overbøyet mot syd (her ligger som nevnt Elstad sparagmitten over Brøttum sparagmitten).

Den neste som så har omtalt Elstad sparagmitten er Werenskiold

(1911, s. 20). Han erklærte seg enig med Bjørlykke i at dette må være en eldre formasjon enn Brøttum sparagmitten og parallelliserte den (Werenskiold, 1911, s. 43) med sin egen «undre lyse sparagmit» fra kartbladet «Søndre Fron».

Oftedahl (1949, s. 167) parallelliserte Werenskiolds «undre lyse sparagmit» (og Elstad sparagmitten, som også han oppfattet som en ekvivalent avsetning) med Mjøsprofilets kvartssandstein. For å få dette til postulerte han at Brøttum sparagmitten tilhørte et overskjøvet dekke.

Senere antydte han muligheten for at Elstad sparagmitten kunne svare til autokton Moelv sparagmitt og Elstad skiferen til ortoceralken (Oftedahl, 1954 a, s. 10). Også i dette tilfelle postulerte han en overskyvning av Brøttum sparagmitten.

Også i Oftedahls neste arbeid (1954 b, s. 157—158) blir Elstad sparagmitt parallellisert med Moelv sparagmitt. Det blir her nevnt at Brøttum sparagmitten ikke synes å ha noen tektonisk hovedbrudd midt i eller noe annet sted i sparagmittbassenget. Denne formasjon skulle derfor, etter Oftedahl, være blitt avsatt i «Trondheimsynklinalen» og siden blitt skjøvet over geantiklinalen (med bl. a. Atnasjøvinduet) og over Moelv sparagmitt, som da var avsatt i det sydvestlige sparagmittbasseng.

Mine iakttagelser i området sammenholdt med de ovenfor omtalte tolkninger, synes å gi følgende muligheter for Elstad sparagmittens stratigrafiske stilling:

a. Hvis Elstad sparagmitten er en yngre formasjon enn Brøttum sparagmitten, må den siste være blitt overskjøvet. Ett eller annet sted må utgående av dette skyveplanet befinne seg, breksjen i sydflanken av Ringebu antiklinalen må etter min mening utelukkes som et slikt plan.

Som Oftedahl (1954 b, s. 157) nevner, synes ikke Brøttum sparagmitten å ha noe tektonisk hovedbrudd i sparagmittbassenget, slik at et skyveplans utgående må befinne seg sydligst i bassenget. Dette passer imidlertid dårlig med Skjeseths (1963, s. 92) undersøkelser, som tyder på at Brøttum sparagmitten ligger i en parautokton posisjon.

Å forklare Elstad sparagmitten som et sunket parti av yngre bergarter, begrenset ved forkastninger, synes etter mine undersøkelser å være en lite rimelig tolkning.

b. Hvis Elstad sparagmitten er en eldre formasjon enn Brøttum sparagmitten, kan de tektoniske forhold forklares på en rimelig måte.

Ved dannelsen av Ringebu antiklinalen ble bergartene under Brøttum sparagmitten hevet en del opp, samtidig som de ble beveget noe i sydlig retning, og skjellstrukturen i Elstad sparagmitten (og i den overliggende Brøttum sparagmitt) fremkom.

Skjellstrukturen i Elstad sparagmitten er muligens delvis en følge av den plassmangel som oppstår i kjernen av konsentriske folder (de Sitter, 1956, s. 198—199).

På grunn av oppskyvning av skyveflakene eller overfolding mot syd, ligger Brøttum sparagmitten under Elstad sparagmitten langs dennes sydgrense. Langs den østlige, nordlige og vestlige begrensning for Elstad sparagmitten er det normal lagstilling. Også her har mindre bevegelser funnet sted på overgangen Elstad sparagmitt — Brøttum sparagmitt.

Konklusjonen synes etter dette å være at Elstad sparagmitt og Elstad skifer er de eldste formasjoner innen Fåvang-området. Underlaget for dem er ikke blottet.

Skifrihet.

Innen det kartlagte område opptrer en sekundær skifrihet som er forskjellig fra lagningen. Skifrihetsplanene synes alltid å ha større fall enn lagningen. Dette er også omtalt av K. O. Bjørlykke (1893, s. 6 og s. 24).

Den sekundære skifriheten er iaktatt både i sandsteiner og skifre. I Brøttum sparagmitten kan den enkelte steder observeres bare i skiferlagene. Skifriheten synes overveiende å være av typen «fracture cleavage» (de Sitter, 1956, s. 98).

Linjestruturer.

Som nevnt (s. 86) viser Biri konglomeratet en markert lineasjon, på grunn av ensretting av de deformerte konglomeratbollenes lengste akser. Også sandsteinsbergartene kan vise en markert lineasjon (fig. 16). Denne synes å være parallell med lineasjonen i Biri konglomeratet (fig. 17), og følgelig parallell med Fåvang synklinalens akse.

Skiferbergartene er ofte småfoldet. Akseretningen for de fleste foldene er ca. øst—vest, dvs. omtrent parallell med Fåvang synklinalens akse.

En sjelden gang viser skiferbergartene småfolder med akseretning mellom nord og nordøst (fig. 17). Hvorvidt disse foldene er eventuelt yngre eller eldre enn de øvrige strukturene innen området er ikke fastslått. Skifriheten i bergartene er imidlertid foldet, hvilket tyder på en relativt sen alder av foldene (?).



Fig. 16. Lineasjon i Vemdal sandsteinen ved Varden.
Lineation in the Vemdal sandstone at Varden.

Mikroskopisk «fabric» av Kvitfjell kvartsitten.

Orienteringen av kvarts-sandkornenes c-akser ble undersøkt i tre orienterte slip av Kvitfjell kvartsitten. Noen foretrukken orientering av aksene ble ikke funnet. Dette må antagelig tolkes derhen at kvartskornene er klastiske, og gjenspeiler den tilfeldige orienteringen som c-aksene fikk ved sedimentets avsetning.

Mangel på foretrukken orientering kan også fremkomme ved tektonisk deformasjon av bergarter (Turner og Verhoogen, 1960). Imidlertid krever dette såvidt spesielle og gjennomgripende deformasjoner, som bergartene innen området ikke synes å ha vært utsatt for.

Forkastninger.

Fåvang-området er gjennomgått av syd-nordgående forkastninger (fig. 17 og fig. 18). Den største går fra området vest for Kiliknappen og nordover til Elstad sparagmitt, hvor den forgrener seg. Forkastningen viser en relativ innsynkning av den østre siden. Den vertikale spranghøyde er ca. 450–480 m i området Midtstrand – Nordstrand.

Allerede K. O. Bjørlykke (1893, s. 25) var oppmerksom på at området ved Fåvang sentrum hadde sunket inn i forhold til Segalstad-sæterkampen vestenfor, men han omtaler ingen forlengelse av forkastningen.

Spranghøyden langs Lågen i området ved Elstad sparagmitten synes å være liten (ca. 40–80 m). Også K. O. Bjørlykke (1905, s. 160) antydte muligheten av at en mindre forkastning gjennomsetter Elstad sparagmitten langs Lågen.

Fåvang synklinalens kartbilde på hver side av forkastningen synes å passe godt overens. Antagelig dreier det seg derfor overveiende om en relativ innsynkning av forkastningens østside, uten særlige horisontale bevegelser. Forkastningen kutter alle andre tektoniske strukturer som kan følges frem til forkastningsplanet, og er tydelig yngre enn disse.

Skjeseth (1963) har kartlagt en forkastningssone ved Randsfjorden — «Hov-Snerthingdal forkastningssone» — og antyder en permisk alder for denne (Skjeseth, 1963, s. 114–115). Den nevnte forkastning i Fåvang-området ligger i forlengelseslinjen for denne, og kan således være samtidig med den (?).

Også i området ved Gullhaugen opptrer en forkastning som er yngre enn de øvrige tektoniske strukturer. Forkastningen viser en relativ innsynkning av den vestre siden, med en spranghøyde på anslagsvis 80–120 m.

Hovedtrekkene ved den tektoniske deformasjon i Fåvang-området.

Det kartlagte området ligger innen den miogeosynklinalen sone av den kaledonske fjellkjede (Skjeseth, 1963, s. 91). De tektoniske problemer innen området må følgelig sees i sammenheng med utviklingen av Kaledonidene i det sentrale sydøstlige Norge. Områdets bergarter antas å befinne seg i en autokton eller paraautokton posisjon.

Fremskyvningen av Vemdalsandsteinen og dannelsen av skjellstrukturen i denne hører antagelig hjemme i en tektonisk fase like forut for dannelsen av Fåvang synklinalen. Det synes nemlig rimelig å anta et tilnærmet horisontalt Ekre skifer nivå ved denne fremskyvningen. Hvis Fåvang synklinalen var blitt dannet først, ville Ekre skifer nivået ha vært noe foldet allerede ved fremskyvningen av Vemdalsandsteinen (fig. 13). Ganske sikkert ville en skjellstruktur også i dette tilfelle fremkomme, men antagelig ville den underliggende skiferen da blitt sterkest tektonisk uttynnet på toppen og i nordflanken av antyklinalene, noe som imidlertid ikke er observert.

Bevegelsene synes altså i begynnelsen vesentlig å ha foregått langs

et omtrent horisontalt Ekre skifer nivå i sydlig eller sydøstlig retning. Mindre bevegelser har antagelig samtidig forekommet langs skifernivåer lenger nede i lagserien.

Etter hvert har så bevegelsene gradvis virket ned i dypere lag og ført til dannelsen av Fåvang synklinalen og Ringebu antiklinalen. Også i denne «foldefasen» har det ganske sikkert forekommet en viss bevegelse av Vemdal sandsteinen, noe som ytterligere har utdypet skjellstrukturen i denne.

Dannelsen av skjellstrukturen i Moelv sparagmitten, i de kompetente lagene i Brøttum sparagmitten og i Elstad sparagmitten hører antagelig hjemme i den nevnte «foldefase».

Denne tolkning som her er fremlagt, passer meget bra med Skjeseths (1963, s. 93) skjematisk fremstilling av skyvning og foldning i sparagmittområdet.

Retningen av foldningsaksene i Fåvang synklinalen og i Ringebu antiklinalen er som nevnt, ca. øst-vest (ca. N 110°–115° Ø). Dette er ikke parallellt med den kaledonske hovedstrøkretning slik denne vanligvis opptrer (øst-nordøst til nord), som bl. a. innen kartbladet Slidre (Strand, 1951 b, s. 37) og innen kartbladet Sel og Vågå (Strand, 1951 a, s. 30). Allikevel må den nevnte akseretning innen Fåvang-området oppfattes som en «hovedfolderetning» og ikke som en såkalt «tvverrfolderetning» (på tvers av fjellkjedens hovedretning). Fåvang synklinalen og Ringebu antiklinalen faller nemlig sammen med den vanligste foldningen innen det sydvestlige sparagmittbasseng, slik denne opptrer sydover til Mjøsa, og her dreier det seg om den kaledonske hovedfolderetning (Skjeseth, 1963, s. 90–92).

Fra Fåvang-området og østover i sparagmittbassenget forandres foldenes akseretning en del, de får etter hvert en retning som stemmer overens med den vanlige kaledonske hovedfolderetning. Av oversiktskarter som bl. a. Holmsen (1954, s. 106) og Skjeseth (1963, s. 90) har publisert, fremgår at lignende variasjoner i foldenes akseretning alltid kan konstateres når en går fra den vestlige del av sparagmittbassenget og østover. Begge tolker denne variasjon som et resultat av «medslepning» langs grunnfjellet ved sparagmittbassengets vestlige begrenning.

Også Holtedahl (1920, s. 43 og 1930, s. 542) har flere ganger tolket forandringer i strøkretning nær kanten av det eldste sparagmittbasseng som resultat av «medslepning» langs grunnfjellet.

Dette synes å gi en mulig forklaring på hvorfor Fåvang synklinalen og Ringebu antiklinalens akseretning avviker så vidt mye fra den kaledonske hovedfolderetning, slik denne vanligvis opptrer.

Fåvang synklinalen og Ringebu antiklinalen er som nevnt (s. 90) strukturer som kan følges videre østover (av Skjeseth (1963, s. 92) kalt henholdsvis Fåvang-Koppang synklinalen og Ringebu-Mistra antiklinalen).

Ved Mistra er antiklinalen fremkommet ved at lagene er foldet mot en sønnenfor liggende prekambrisk vegg (Skjeseth, 1963, s. 92). Kanskje har det tilsvarende skjedd innen Fåvang-området? Her må i tilfelle Ringebu antiklinalen være blitt dannet ved foldning mot en oppstikkende grunnfjellsrygg, mens Fåvang synklinalen er fremkommet ved nedfoldning på «le side» (syd) av denne.

Et forhold som synes å støtte hypotesen om en slik ujevnheter i grunnfjellstopografien, er sammenhengen mellom strekningsretning og tektonisk bevegelsesretning innen området. Som vist (s. 86) er strekningsretningen innen Biri konglomeratet (og innen sandsteinsbergartene) parallell med Fåvang synklinalens foldningsakse (b-lineasjon), hvilket betyr at strekningsretningen er omtrent perpendikulær på tektonisk bevegelsesretning (Kvale, 1953, s. 61–62).

I de deformerte konglomeratbollene som Oftedahl og Strand har undersøkt (se s. 90) er strekningsretningen derimot alltid i bevegelsesretningen (Oftedahl, 1948, s. 477).

Kvale har diskutert sammenhengen mellom strekningsretning og bevegelsesretning, han sier (Kvale, 1945, s. 34): «En viktig betingelse for dannelsen av strekning i bevegelsesretningen er at bevegelsen er laminar, det vil si at det ikke foregår rotasjon om en akse loddrett bevegelsesretningen. Hvor det opptrer strekning loddrett bevegelsesretningen har det ofte foregått en slik rotasjon; finner vi foldningsakser parallelt strekningen, er rotasjonen bevist. En slik rotasjon kan skyldes ujevnheter i underlaget, på samme måte som det i en elv dannes hvirvler der bunnen er steinet.»

Også i et senere arbeide (Kvale, 1953, s. 61–62) trekker han den samme konklusjonen angående sammenhengen mellom strekningsretning og bevegelsesretning.

Ved den yngste tektoniske fasen innen Fåvang-området ble normalforkastningene dannet. Disse er muligens permiske.

SUMMARY

The Sparagmite Group at Fåvang, Southern Norway. A sedimentological and tectonic investigation.

Rocks of latest Precambrian and Eocambrian age (the Sparagmite Group) dominate in the Fåvang area. In the western part they are overlain by Cambrian and Ordovician rocks.

The stratigraphy of the sparagmite rocks (p. 58) is almost the same as in the classical area at lake Mjøsa.

The rocks in the Fåvang area are supposed to be in an autochthonous or parautochthonous position. They are only slightly metamorphosed.

Stratigraphy.

a. Elstad sparagmite.

This assumed oldest formation is developed as a grey arkose. Of special interest are some few perthites of the «jotunperthite» type (fig. 4). These perthites show that charnockitic Precambrian rocks (like those in the Jotun nappes) have given material to this formation.

The transition to the overlying calcareous Elstad shale (b) is marked by a thin quartzite conglomerate.

c. Brøttum sparagmite.

At many places in Gudbrandsdalen the formation has a development very much like the flysch found in the Alps. This is typical in the Fåberg—Lillehammer area. Graded bedding of the turbidite type has been observed in the sandstone layers (fig. 5). It is therefore supposed that turbidity currents have been active by the deposition of the formation.

d. Biri conglomerate.

In the northern part of the Fåvang area there is a strong concentration of anorthosite boulders, while gneiss and granite dominate in the southern part (fig. 8). The boulders are closely packed in the northern part (fig. 6), where also conglomerate layers dominate. In the southern part scattered boulders (fig. 7) and layers of boulders occur in a dark sandstone. It is supposed that the anorthosite boulders indicate a transport direction from northwest. The conglomerate is supposed to be a delta deposit.

e. *Biri shale and limestone.*

Somewhat dolomitic (table 2) limestone dominates in the west, and shale in the eastern and more central parts of the basin of sedimentation. The transition to the underlying and overlying formations is gradual and concordant.

f. *Moelv sparagmite.*

The lower part of the formation is developed as a fine-grained and finely laminated sandstone. Conglomeratic layers with rounded quartz and quartzite occur in a coarse-grained sandstone in the upper part.

Plagioclase is the dominating feldspar in this formation, while potassium feldspar is most usual in the other sandstones (fig. 3). Some few grains of «jotunperthite» have been observed.

g. *Moelv conglomerate.*

This conglomerate is developed as «boulder clay», with scattered boulders in a silty-shaly matrix (fig. 12). No graded bedding is observed. The transition to the underlying and overlying formations seems to be gradual and concordant. The conglomerate, which has a great distribution in Southeast Norway, is supposed to be of glacial origin.

i. *Vemdal sandstone.*

The lower part of the formation is developed as graywacke and the upper part as feldspathic sandstone.

The typical Ringsaker quartzite, which forms the upper part of the formation at Mjøsa, has not been found in this part of the sedimentary basin. Some few grains of «jotunperthite» have been observed.

Tectonics.

The Fåvang area belongs to the miogeosynclinal zone of the Caledonian Mountain Chain. The tectonic problems in this area, must therefore be seen in relation to the development of the Caledonides in central southeast Norway.

The Vemdal sandstone with its typical imbricate structure (fig. 13 and fig. 18), was detached in the Ekre shale from the older sparagmites and moved in a southerly or southeasterly direction. The Ekre shale served as a lubricating medium.

Later the movements also affected the rest of the Sparagmite Group and folding took place. In the Fåvang area this resulted in a marked syncline with a composite anticline to the north (fig. 17). The Elstad sparagmite, also with an imbricate structure, is situated near the core of this anticline (fig. 15).

Parallel to the main Caledonian strike direction (about N 110°—115° E) in this area there is a strong lineation (b-lineation). The boulders in the Biri conglomerate are elongated in this direction (fig. 6), and the sandstones show a distinct lineation (fig. 16).

Litteraturliste.

- Barth, T. F. W.*, 1938. Progressive metamorphism of sparagmite rocks of southern Norway. N.G.T. 18, p. 54—65.
- Bjørlykke, K. O.*, 1893. Gausdal. N.G.U. 13, 36 s. (kart fra 1891.)
- 1905. Det Centrale Norges Fjeldbygning. N.G.U. 39, 595 s.
- Bjørlykke, K.*, 1965. The Eocambrian stratigraphy of the Bjørånes window and the thrusting of the Kvitvola nappe. N.G.U. 234, Årbok 1964, p. 5—14.
- 1966. Sedimentary petrology of the Sparagmites of the Rena district, S.Norway. N.G.U. (This vol.)
- Bouma, A. H.*, 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation. Amsterdam/New York. 168 p.
- Broch, O. A.*, 1961. Quick identification of potash feldspar, plagioclase and quartz for quantitative thin section analysis. Amer. Min., vol. 46, p. 752—753.
- Bryhni, I.*, 1963. On anthophyllite and some reaction zones in anorthosite. N.G.T. 43, h.1, p. 59—71.
- Crowell, J. C.*, 1964. Climatic Significance of Sedimentary Deposits Containing Dispersed Megacrysts. In: Problems in Palaeoclimatology edited by A. E. M. Nairn. London — New York — Sydney. p. 86—99.
- De Sitter, L. U.*, 1956. Structural Geology. New York. 552 p.
- Dietrichson, B.*, 1950. Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen. N.G.T. 28, h. 2—4, s. 65—143.
- Goldich, S. S.*, 1938. A study in rock weathering. Journ. Geol., vol. 46, p. 17—58.
- Goldschmidt, V. M.*, 1916 a. Konglomeraterne inden Höifjeldskvartsen. N.G.U. 77, 61 s.
- 1916 b. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Vid. Selsk. 1916, No. 2. 140 s.
- Grender, G.*, 1962. A petrographic study of some Eocambrian rocks from the lake Mjøsa area, Southern Norway, and the Tanafjord area, Northern Norway. N.G.T. 42, h. 1—2, p. 103—142.
- Holmsen, P.*, 1954. Om morenekonglomeratet i sparagmittformasjonen i det sydlige Norge, G.F.F. 76, s. 105—121.
- og *Oftedahl, Cbr.*, 1956. Ytre Rendal og Stor-Elvdal. N.G.U. 194, 173 s. Kart.
- Holtedahl, O.*, 1920. Om Trysilssandstenen og sparagmitavdelingen. N.G.T. 6, s. 17—48.
- 1921. Engerdalen. N.G.U. 89, 74 s. Kart.
- 1922. A tillite-like conglomerate in the «Eo-Cambrian» sparagmite of Southern Norway. Amer. Journ. Sci., 5. ser., vol. 4, p. 165—173.

- 1953. Norges geologi. N.G.U. 164, I. 583 s.
- 1960. Geology of Norway. N.G.U. 208. 540 p.
- Huckenholz, H. G.*, 1963. Der gegenwärtige stand in der Sandsteinklassifikation. Fortschr. der Miner. Bd. 40, Jahrg. 1962, s. 151—192.
- Kjerulf, Th.*, 1873. Om Grundfjeldets og Sparagmitfjeldets Mægtighed i Norge, II. Sparagmitfjeldet. Univ. program 2. halvår 1872. Christiania. 85 s.
- 1879. Udsigt over det sydlige Norges geologi. Christiania. 262 s.
- Klein, G. de V.*, 1963. Analysis and Review of Sandstone classifications in the North American Geological Literature, 1940—1960. Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 74, No. 5, p. 555—576.
- Kvale, A.*, 1945. Skyvning og friksjon. N.G.T. 24, h. 1—2, s. 32—39.
- 1953. Linear structures and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. Quart. Journ. Geol. Soc. London, vol. 109, p. 51—73.
- Langmyhr, F. J. og Sæther, B.*, 1956. Eine Schnellmethode zur Bestimmung von Silicium, Aluminium, Eisen, Calcium und Magnesium in Kalkstein, Klinker und Zement. Zement — Kalk — Gips, Jahrg. 9, H. 10, s. 429—433.
- Løberg, B.*, 1965. Undersøkelser av sparagmitt-gruppens bergarter i Gausdals vestfjell. Hovedoppgave i mineralogi og petrografi ved Univ. i Oslo. (Unpublished). 141 s.
- Oftedahl, Chr.*, 1945. Om tillitene i det central-norske sparagmitområde. N.G.T. 25, s. 285—294.
- 1948. Deformation of quartz conglomerates in Central Norway. Journ. Geol., vol. 56, p. 476—487.
- 1949. Skyvedekker i det centrale Norges sparagmittformasjon. N.G.T. 27, s. 164—170.
- 1954 a. Dekketeknikken i den nordlige del av det østlandske sparagmittområde. N.G.U. 188, Årbok 1953, s. 5—20.
- 1954 b. Skyvedekkerne i det sydnorske sparagmittområde. G.F.F. 76, s. 156—161.
- Pettijohn, F. J.*, 1949. Sedimentary Rocks. New York. 526 p.
- 1957. Sedimentary Rocks. New York. 718 p.
- Polkanov, A. A. og Gerling, E. K.*, 1961. Geochronology and Geological Evolution of the Baltic Shield and its Marginal Folds. I: Questions on Geochronology and Geology (in Russian). Trudy Lab. Geol. Precamb., Akad. Nauk. SSSR. 12, Leningrad. p. 7—102.
- Skjeseth, S.*, 1961. «Trysilhevingen». Kambro-ordovicisk stratigrafi i Femundtraktene. N.G.U. 215, Årbok 1961, s. 101—112.
- 1963. Contributions to the geology of the Mjøsa districts and the classical sparagmite area in Southern Norway. N.G.U. 220, 126 p.
- Spjeldnæs, N.*, 1959. Traces of an Eocambrian orogeny in Southern Norway. N.G.T. 39, h. 1, p. 83—86.
- 1964. The Eocambrian glaciation in Norway. Geol. Rundschau 54, p. 24—45. Stuttgart.
- Strand, T.*, 1938. Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradeiskart. N.G.U. 152, 71 s.
- 1945. Structural petrology of the Bygdin conglomerate. N.G.T. 24, p. 14—31.
- 1951 a. The Sel and Vågå map areas. N.G.U. 178, 116 p.
- 1951 b. Slidre. Beskrivelse til det geologiske gradeiskart. N.G.U. 180, 54 s.

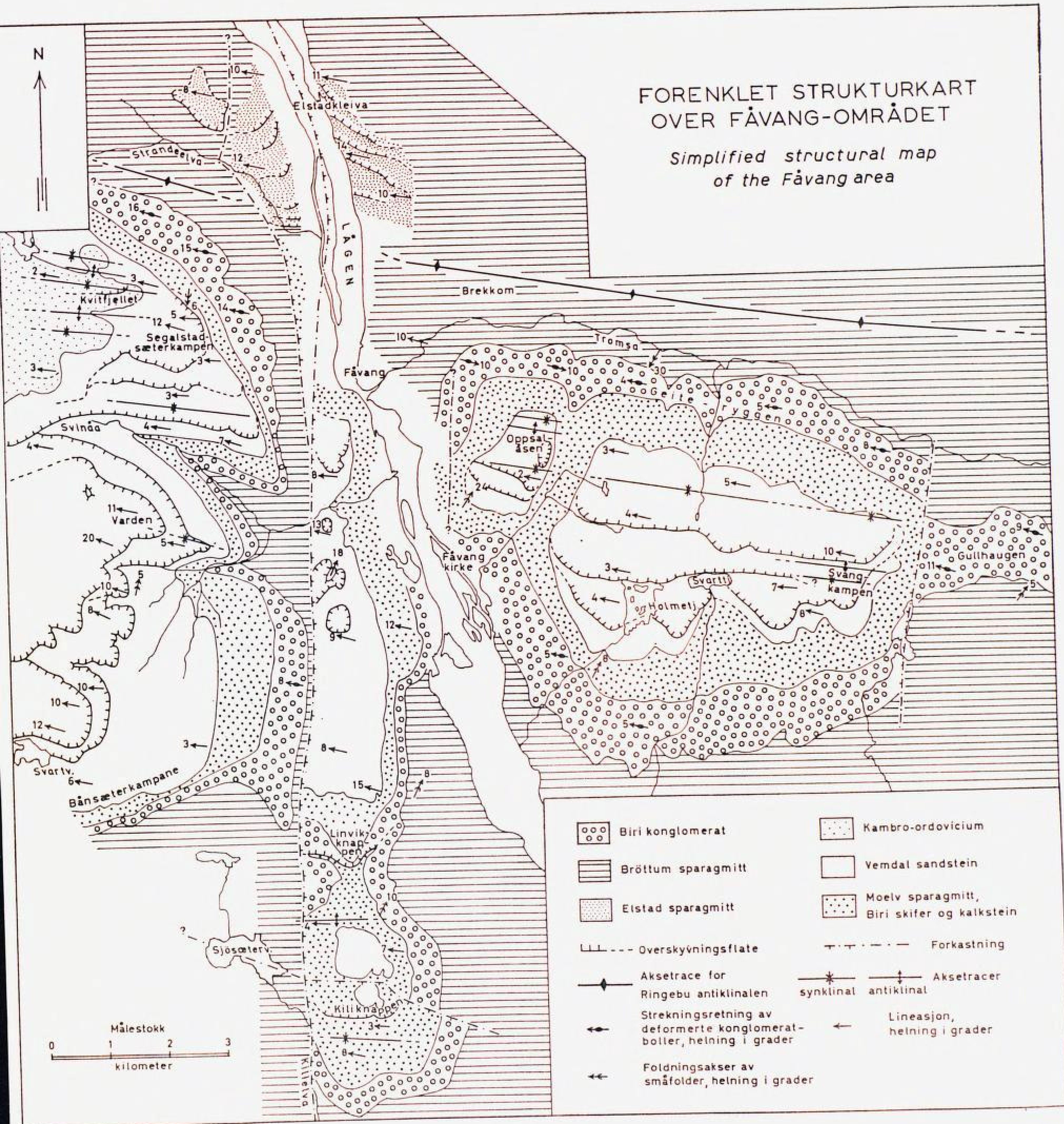


Fig. 17