

# 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 begrensnings 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 overliret 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 opptre 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

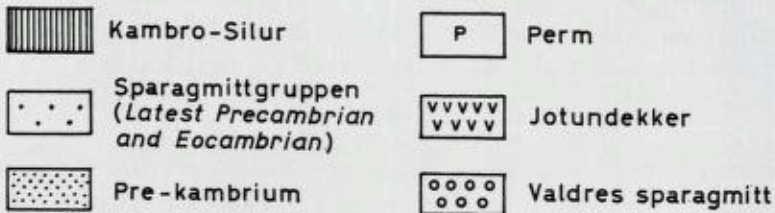
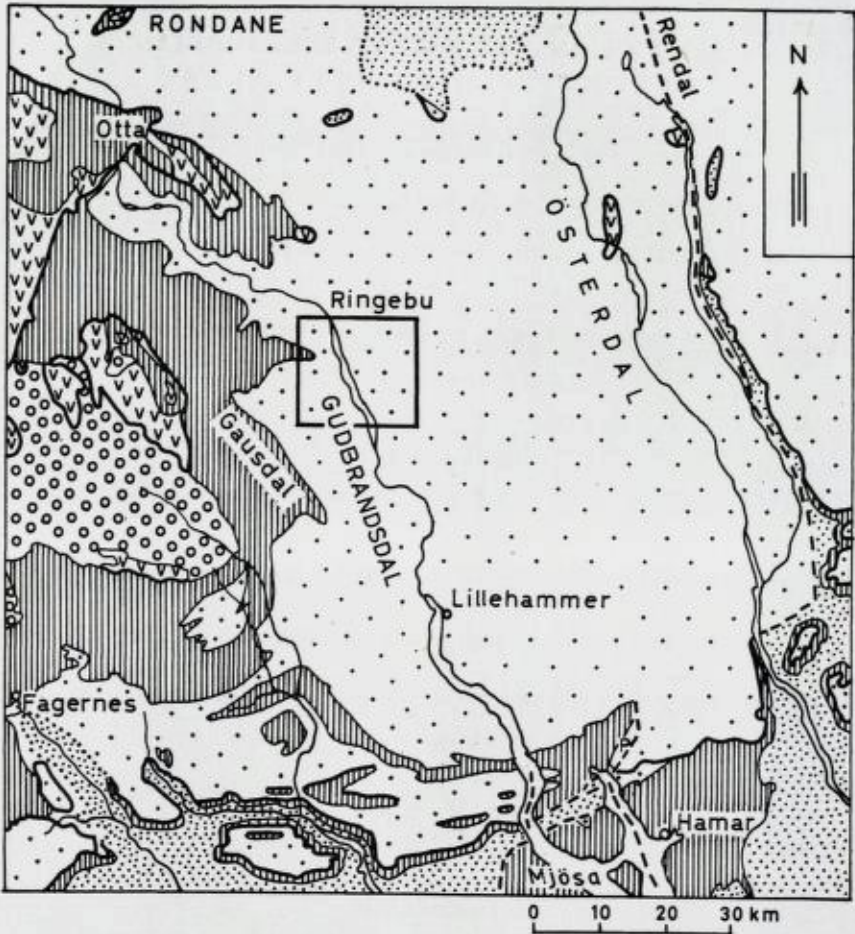


Fig. 1. Nøkkeltkart for kartlagt område. Geologi etter  
Holtedahl og Dons (Holtedahl, 1960).

*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.

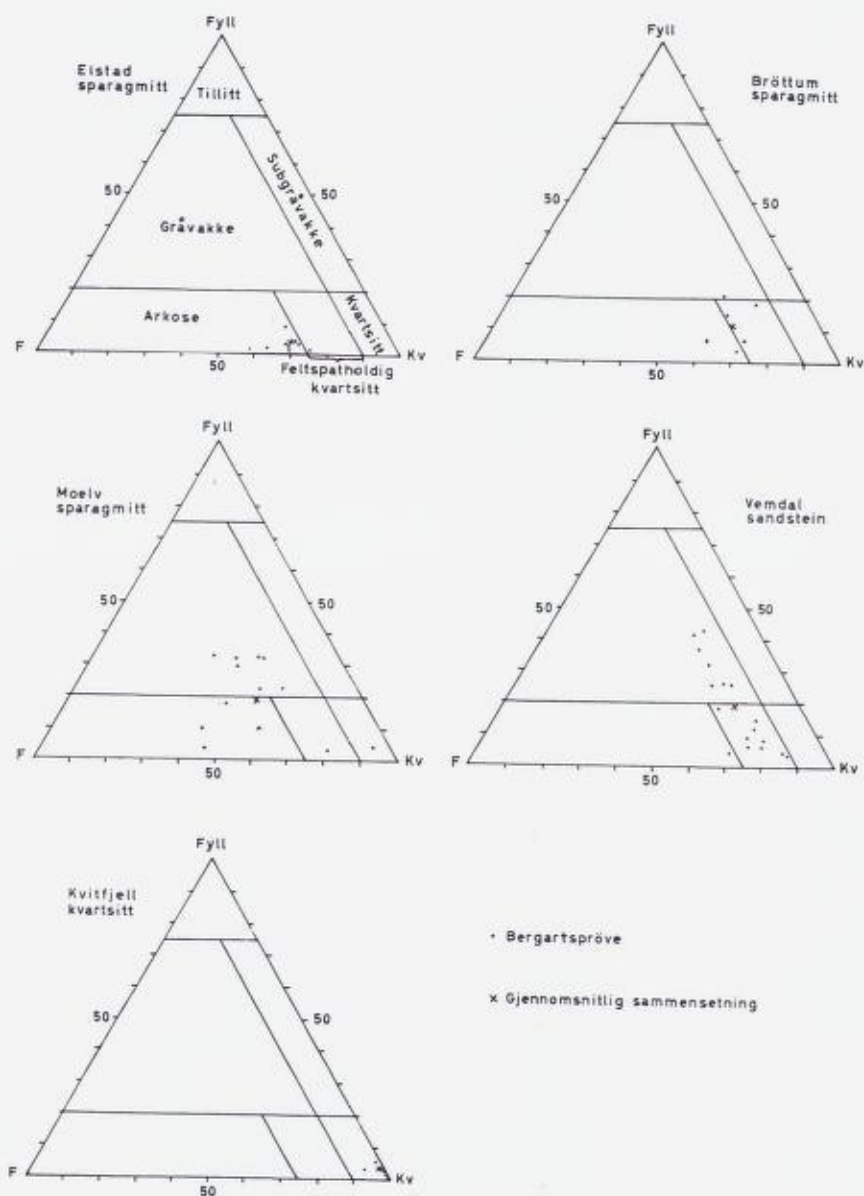


Fig. 2. Klassifisering av sandsteinsbergartene innen Fåvang-området, basert på mineralogisk sammensetning (Kv: kvarts, F: feltspat og Fyll: fyllosilikater).

*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

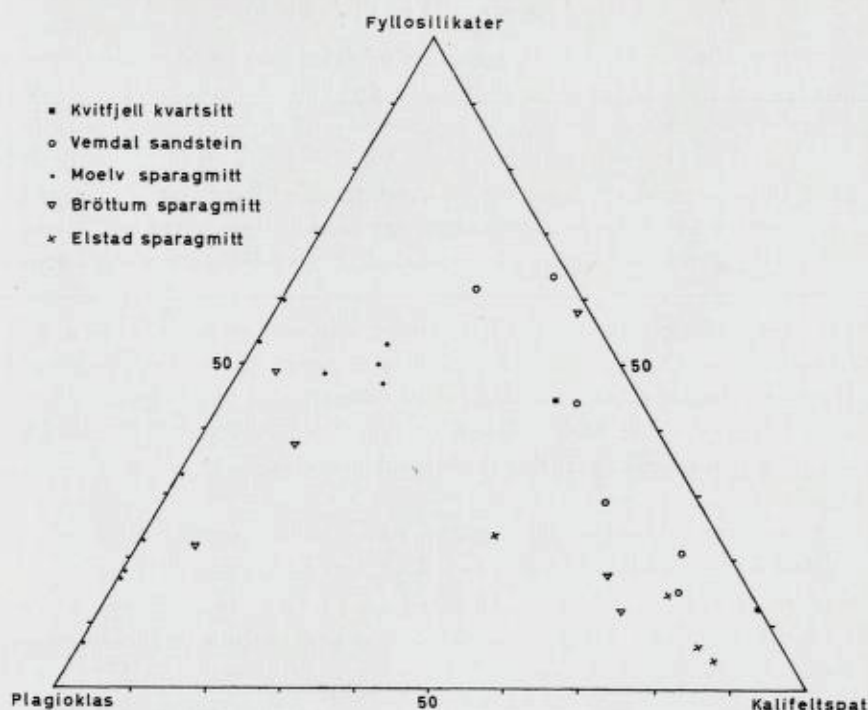


Fig. 3. Forholdet mellom plagioklas, kalifeltspat og fyllosilikater i sandsteinsbergartene fra Fåvang-området.

*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



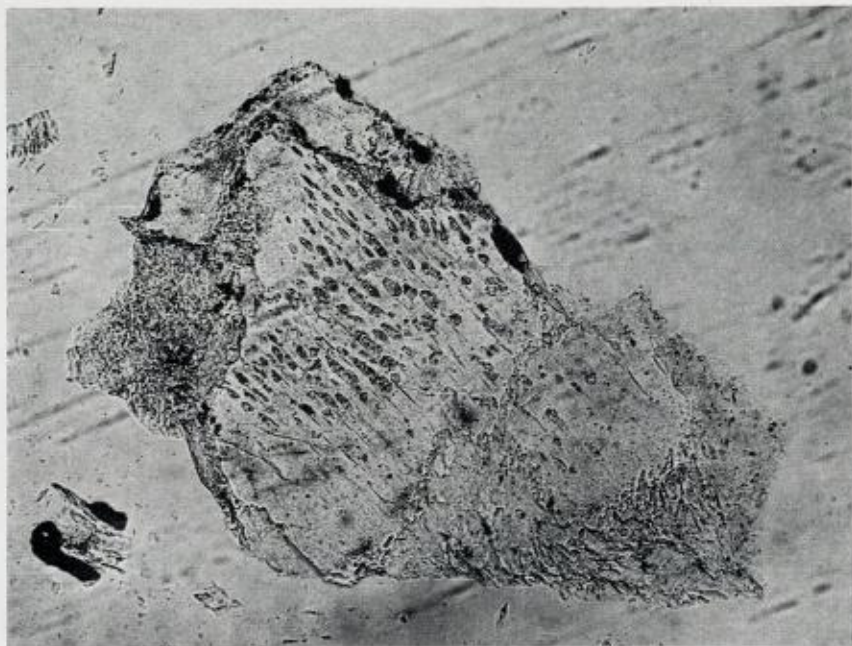


Fig. 4. Pertitt av typen «jotunpertitt» i Elstad sparagmitten. x 120.  
*Pertitt of the «jotunpertitt» type in the Elstad sparagmite. x 120.*

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 kløvtracer 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 sammenskyllt 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-

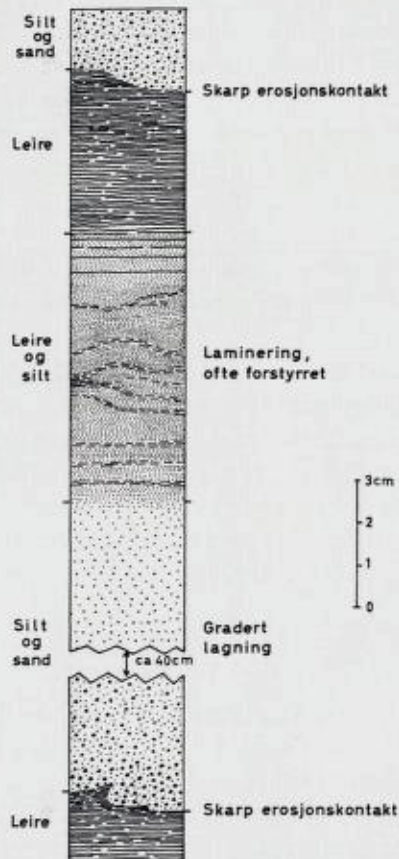


Fig. 5. Typisk sedimentær syklus i Brøttum sparagmitt. Borkjerne fra Fåberg i Gudbrandsdalen.

*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 kvartsittkonglomerat, 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

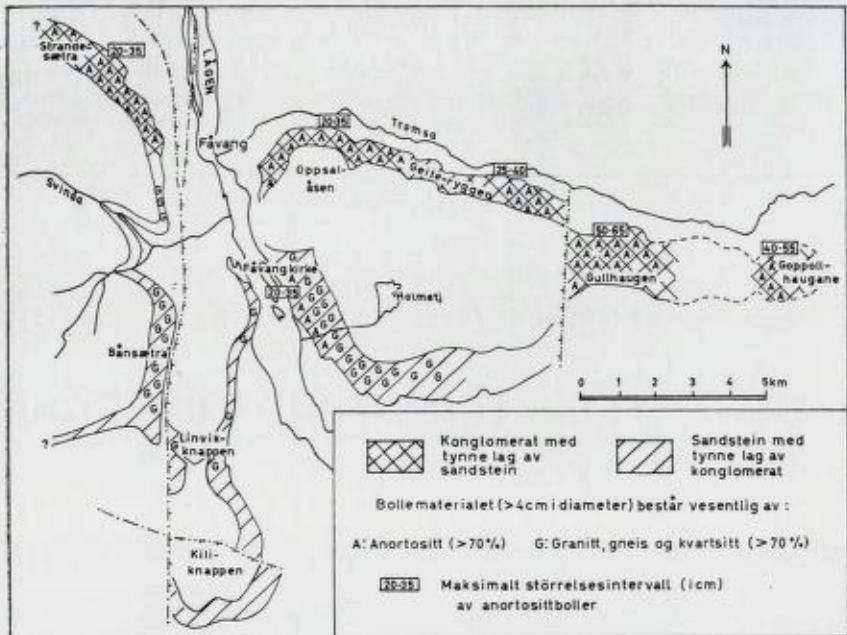


Fig. 8. Kartskisse som viser variasjonen av enkelte sedimentære trekk innen Biri konglomeratet ved Fåvang.

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

funnet i Biri konglomeratet i Gausdal (B. Løberg, 1965, upubliseret 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 grunnfjellsvinduene 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 <sub>3</sub>	% MgO	% MgCO <sub>3</sub>
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 dolomittiseringen må muligens forklares ved en slik sammenheng, samt ved at også tektoniske sprekker har bestemt fremtrentningen 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. An<sub>7-10</sub> (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-

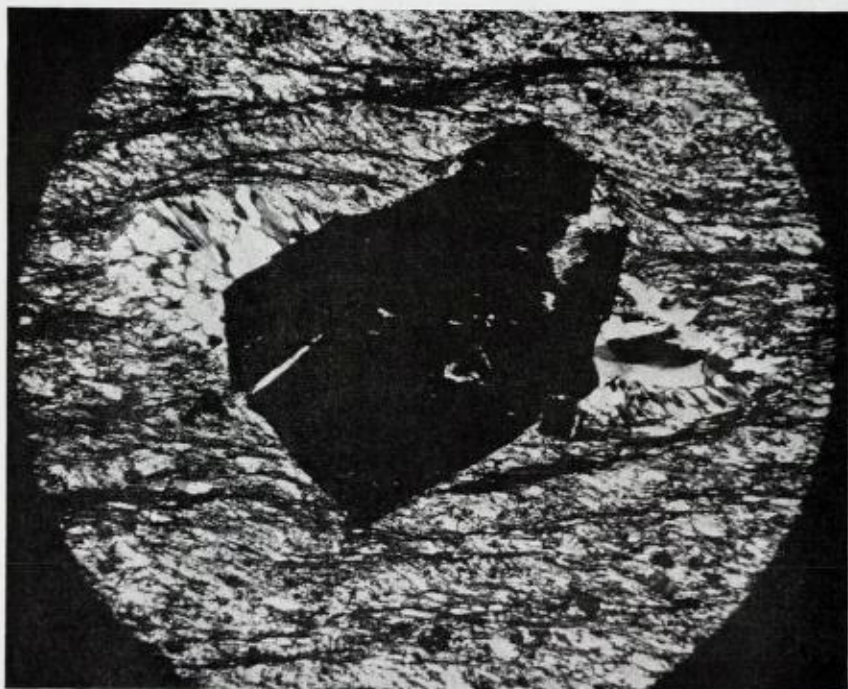


Fig. 11. Finkornig skifrig Moelv sparagmitt. I «pressure shadows» på hver side av svovelkiskrystall har fibrøs kvarts krystallisert. x 25.

*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 anriktet i sedimentet, hvilket ikke synes å være tilfelle.

Av grunnfjellsområder som kan tenkes som mulig kilde, bør nevnes de to grunnfjellsvindueene 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.  $30 \times 40$  cm i tverrmål like ved siden av boller ca.  $2 \times 3$  cm store (fig. 12). Omrent 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 sparagmitten og delvis i Brøttum sparagmitten, 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 bevegelser 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.

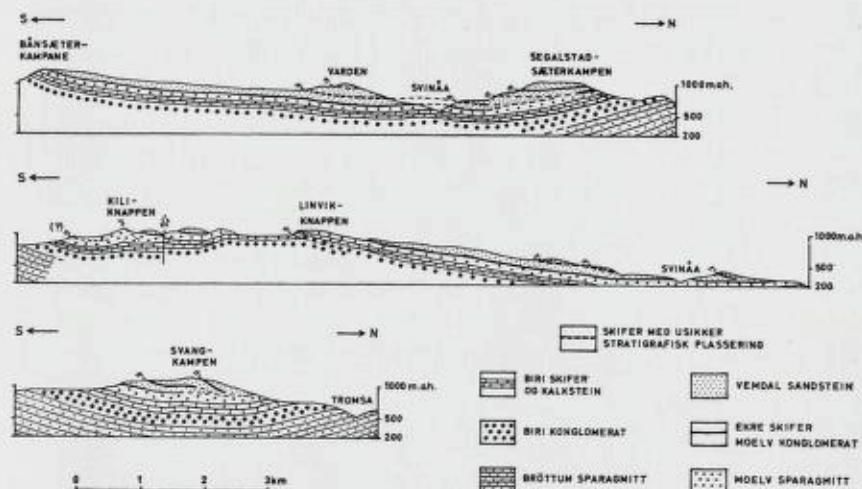


Fig. 13. N-S profiler som viser tektonikken i og syd for Fåvang synklinalen.  
N-S sections showing the tectonics in and south of the Fåvang syncline.

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.

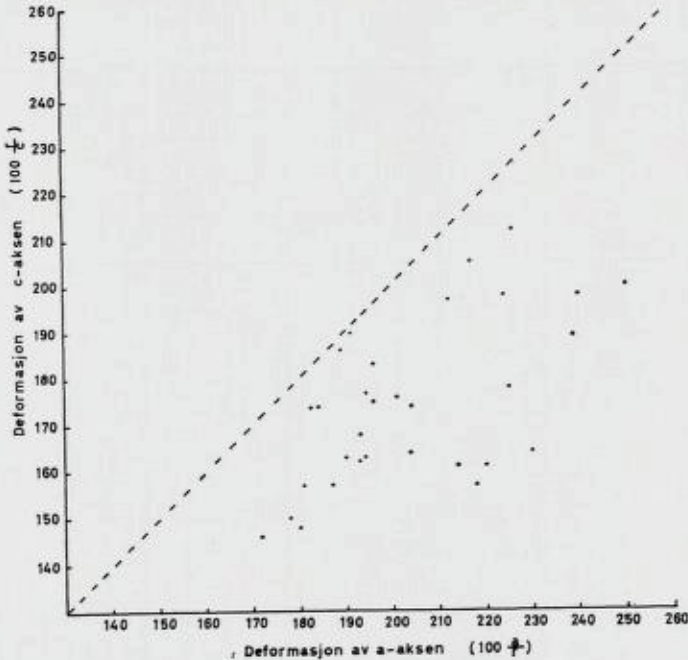


Fig. 14. Deformasjonen av a-aksen i forhold til deformasjonen av c-aksen i en del anortosittboller fra Biri konglomeratet ved Fåvang.

*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.

Oftedal (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

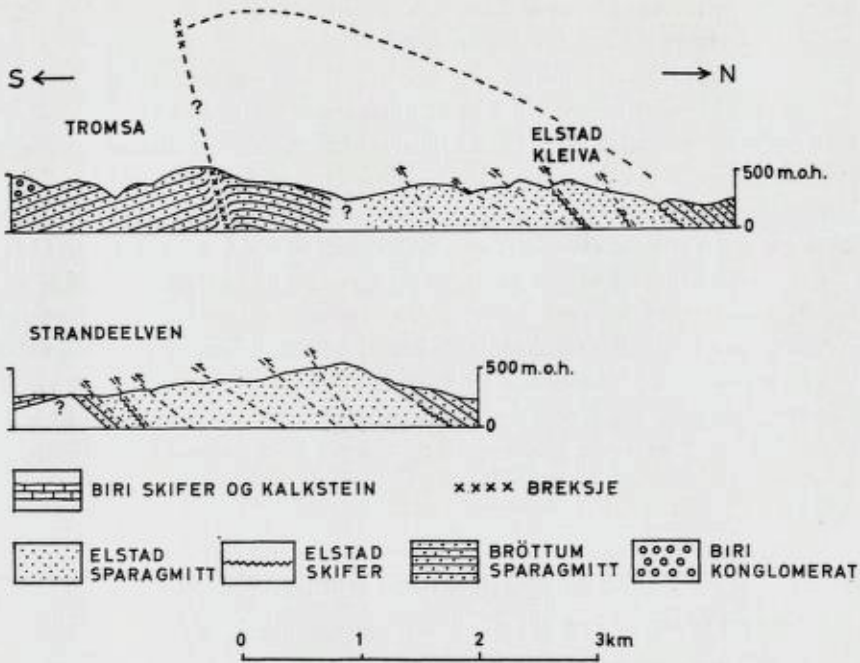


Fig. 15. N-S profiler gjennom Elstad sparagmitt på vest- og østsiden av Lågen.  
*N-S sections through the Elstad sparagmite on the western and eastern side of river Lågen.*

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 antydet 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).

#### Linjestrukturer.

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 begrensning.

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.





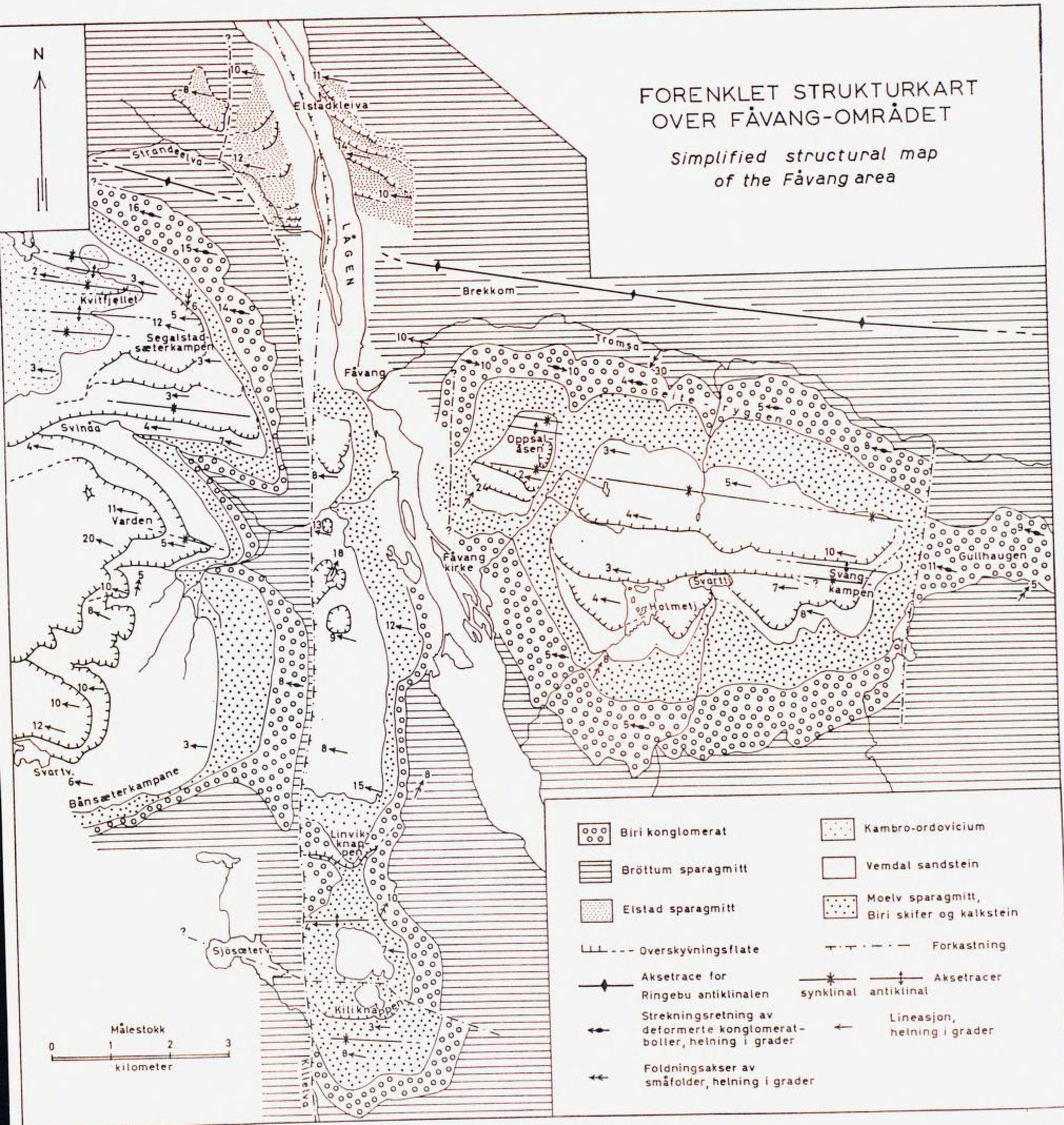


Fig. 17